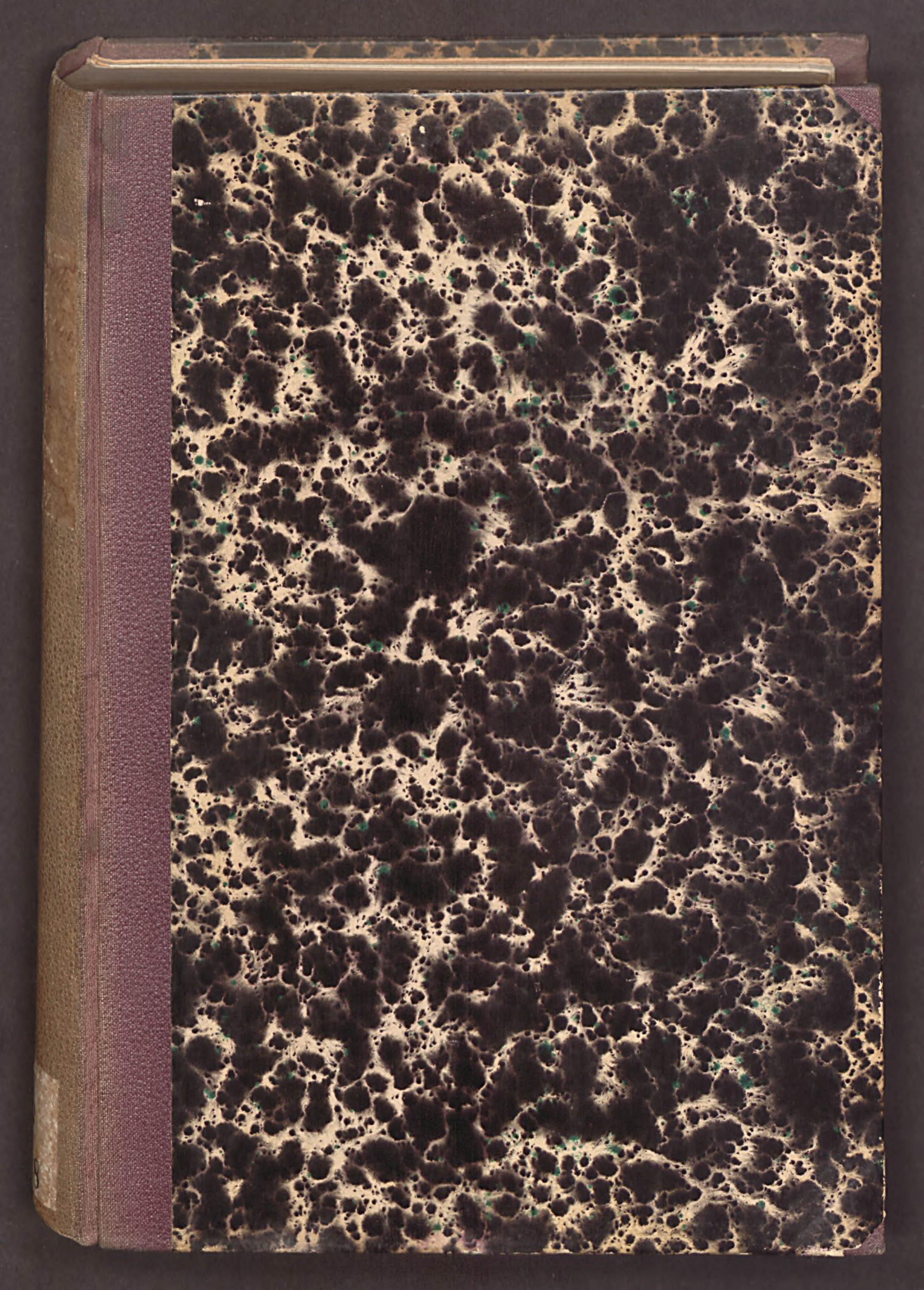
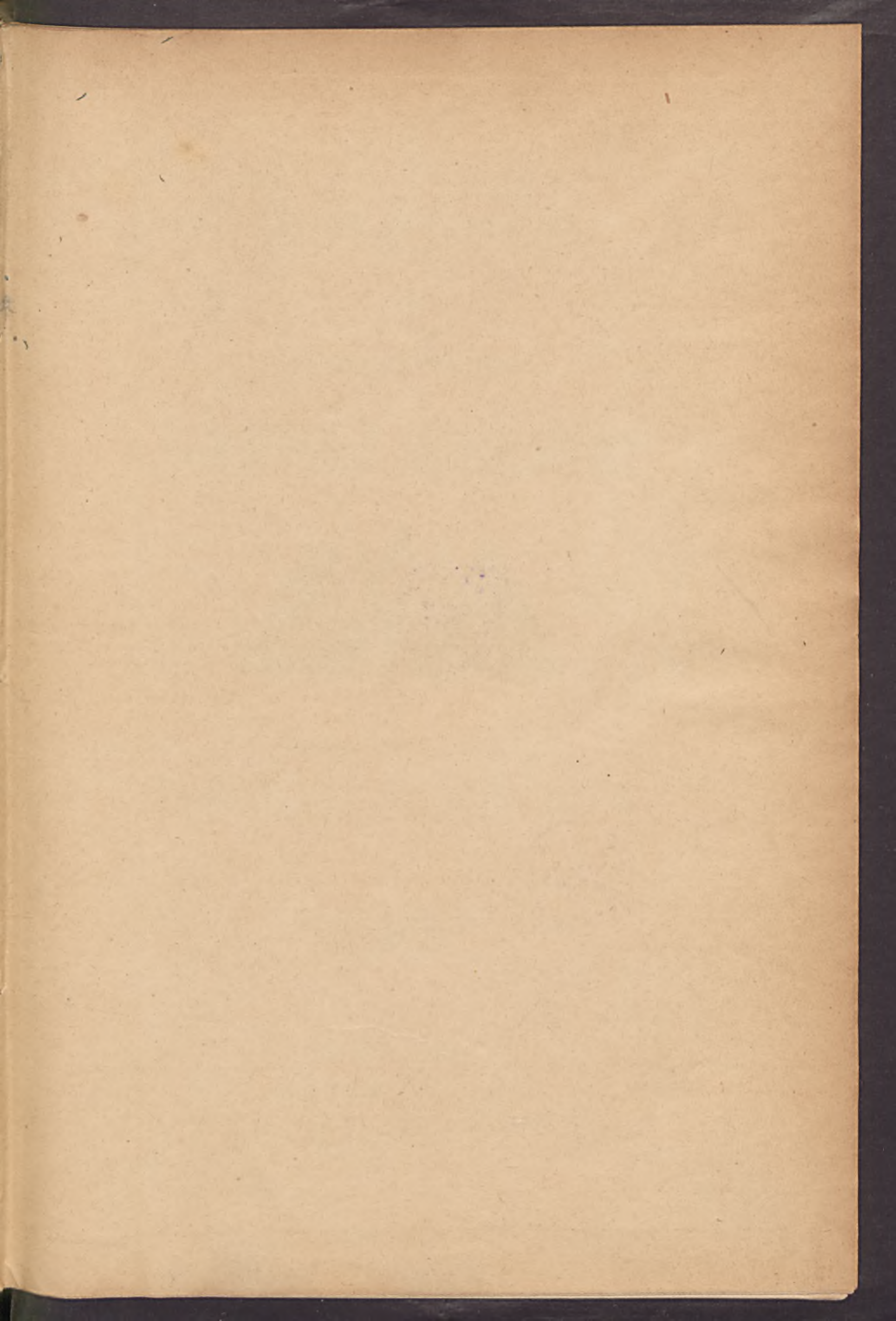
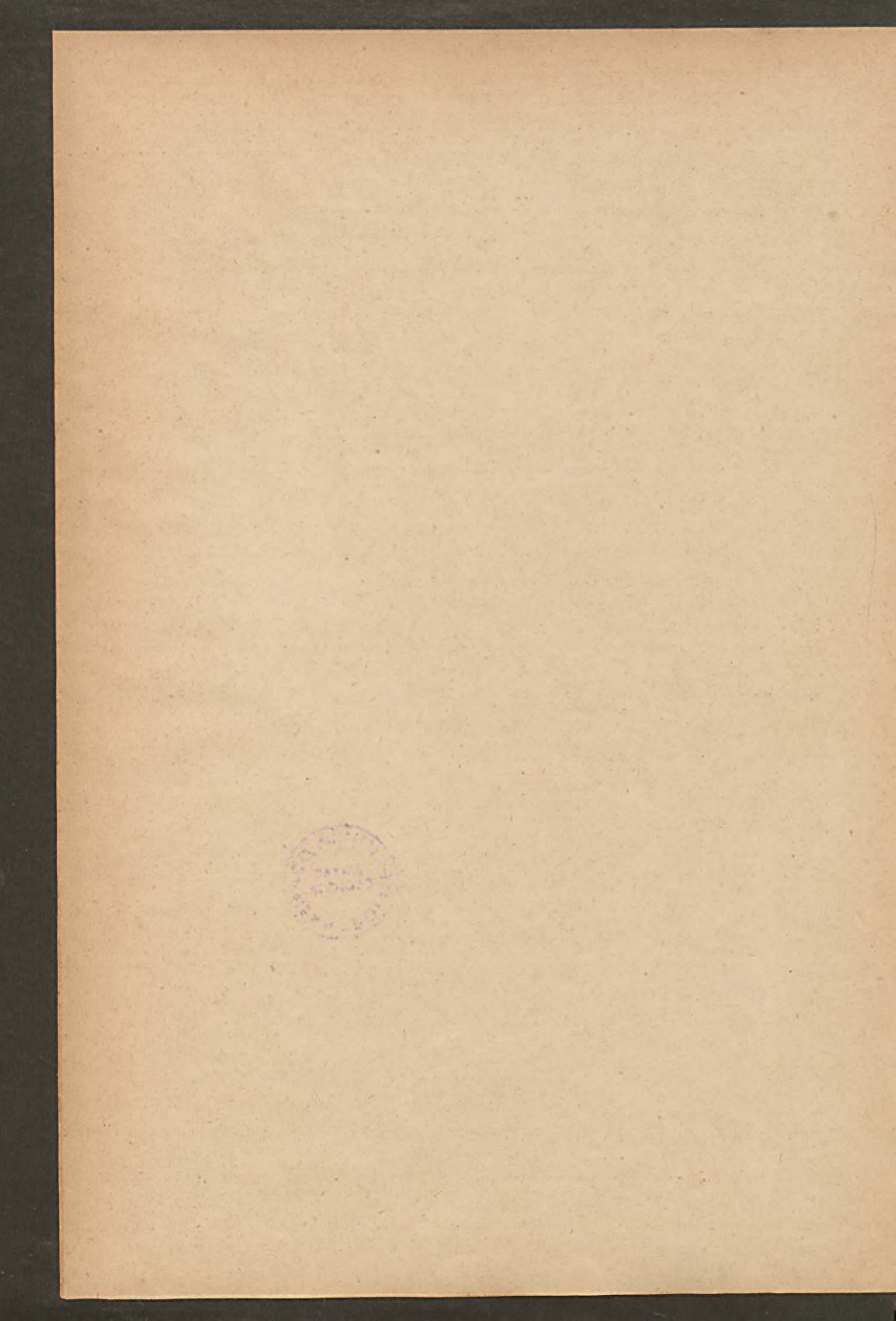



Do
2628


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGJI





JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



XXXI. BAND, 1881.

Mit 11 Tafeln und dem General-Register der Bände XXI bis XXX des Jahrbuches und der Jahrgänge 1871 bis 1880 der Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.



WIEN, 1881.

ALFRED HÖLDER

k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler.

ROTHENTHURMSTRASSE 15.





Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mittheilungen verantwortlich.



Inhalt.

Verzeichniss der Tafeln.

Beilage.

General-Register der Bände XXI bis XXX des Jahrbuches und der Jahrgänge 1871 bis 1880 der Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Director:

Hauer Franz, Ritter von, Phil. Dr., Comthur des k. sächs. Albrechts-Ordens III. Cl., Ritter des k. preuss. Kronen-Ordens II. Cl., k. k. Hofrath, M. K. A., I., Canovagasse Nr. 7.

Vice-Director:

Stur Dionys, k. k. Oberbergrath, C. M. K. A., III., Custozzagasse Nr. 9.

Chef-Geologen:

Stache Guido, Phil. Dr., Commandeur des tunesischen Niscian-Iftkhar-Ordens, k. k. Oberbergrath, III., Strohgasse Nr. 21.

Mojsisovics von Mojsvár Edmund, Jur. U. Dr., Officier des k. italienischen Kronen-Ordens, Commandeur des montenegrinischen Danilo-Ordens, k. k. Oberbergrath, Privat-Docent für specielle Geologie an der k. k. Universität zu Wien, III., Reisnerstrasse Nr. 51.

Wolf Heinrich, Ehrenbürger von Teplitz, k. k. wirklicher Bergrath, III., Rochusgasse Nr. 13.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John Conrad von, III., Blattgasse Nr. 3.

Geologen:

Paul Karl Maria, k. k. Bergrath, III., Seidelgasse Nr. 16.

Tietze Emil, Phil. Dr., Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, III., Messenhausergasse Nr. 1.

Adjuncten:

Lenz Oscar, Phil. Dr., Ritter des kais. österr. Franz Joseph-Ordens, des k. preuss. Kronen-Ordens III. Cl., des k. sächs. Albrechts-Ordens I. Cl. und des k. portug. milit. Christus-Ordens, Besitzer der grossen Medaille für Wissenschaft und Kunst, III., Hauptstrasse Nr. 33.

Vacek Michael, III., Erdbergerstrasse Nr. 1.

Assistent:

Foullon Heinrich, Freiherr von, III., Rasumofskygasse Nr. 3.

Praktikanten:

Bittner Alexander, Phil. Dr., Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, III., Reisnerstrasse Nr. 31.
Teller Friedrich, III., Erdbergerstrasse Nr. 3.

Volontäre:

Hussak Eugen, Phil. Dr., III., Rasumofskygasse Nr. 4.
Szajnocha Ladislaus, Phil. Dr., III., Blüthengasse Nr. 7.
Wähner Franz, Dr., III., Mechelgasse Nr. 2.
Zuber Rudolf, III., Marokkanergasse Nr. 9.

Zeichner:

Jahn Eduard, III., Messenhausergasse Nr. 7.

Für die Kanzlei:

Senoner Adolf, Ritter des kais. russ. Stanislaus- und des königl. griech. Erlöser-Ordens, Magist. Ch., III., Krieglergasse Nr. 14.
Sänger Johann, k. k. pens. Lieutenant, Bes. d. K. M., III., Hauptstrasse Nr. 2.

Diener:

Laborant: Böhm Sebastian,
Erster Amtsdiener: Schreiner Rudolf,
Zweiter „ Kalunder Eranz,
Dritter „ Weraus Johann,
Heizer: Kohl Johann.
(III., Rasumofskygasse Nr. 23 und 25.)

Portier: Hempel Wilhelm, k. k. Militär-Invaliden-Oberjäger, III., Invalidenstrasse Nr. 1.

Correspondenten

der k. k. geologischen Reichsanstalt.

(Fortsetzung des Verzeichnisses im XXX. Bande des Jahrbuches.)

Baltzer, A. Dr., Zürich.
Bieber, V., Prag.
Boulay, N., Dr., Abbé, Lille.
Breindl, Hermann, Nabresina.
Bruder, Georg, Prag.
Bücking, H., Berlin.
Bunning, Theo, Wood, Neville Hall.
Canavari, Mario, Rom.
Conwentz, H., Dr., Danzig.
Crépin, François Dr., Bruxelles.
Czullick, A., Eisgrub.
Eichler, Wilh., Freiherr v. Eichkron, Wien.
Engelhardt, H., Dresden.
Frič, Johann, Wien.
Hainisch, J., Triest.
Hinde, G. J., München.
Kontkiewicz, Stanislaw, St. Petersburg.
Kramberger, D., Dr., Agram.
Marinoni, Camillo, Udine.
Misani, Massimo, Cavaliere, Udine.
Ossowski, G., Krakau.
Przyborski, Moriz, Steierdorf.
Rutot, A., Bruxelles.
Scampicchio, Antonio, Dr., Albona.
Šindelár, Anton, Wien.
Stipanitz, Moritz, Peterswald.
Uhlig, Victor, Dr., Wien.
Vetter, Adolf, Schönbrunn bei Wien.
Zareczny, Stanislaw, Dr., Krakau.

31. Band. 1881. JAHRBUCH I. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Predazzo.

Studie von Ed. Reyer.

Mit einer Kartenskizze (Tafel Nr. I).

Einleitung.

Der Reisende, welcher Predazzo aufsucht, fährt gemeiniglich von Neumarkt bei Bozen über den Gebirgsrücken hinüber ins Fleimsthal. Dann biegt die Strasse ostwärts um, und führt über Cavalese nach Predazzo.

Der Thalboden liegt 1000 Meter über dem Meere; rechts steigen die gewaltigen, waldigen Porphyrberge, links jüngere sedimentäre Massen bis über 2000 Meter auf.

Da liegt nun Predazzo an der Stelle, wo das Avisio- und das Travignolothal in das Fleimsthal eintreten.

Drei Strassen führen durch die drei Thäler; längs dieser Strassen hat sich der Ort zusammengenistet — ein wirres Gewimmel von Häusern und Hütten mit Schindel-Dächern, Holzverschlägen, Stiegen, Balkonen und Erkern. Gegen den Hauptplatz hin scharren sich um die prächtig aus Quadern aufgeführte Pfarrkirche die vornehmeren Häuser.

Ein wackerer, fleissiger, fröhlicher italienischer Volksstamm haust hier; gut lebt es sich unter ihnen. Forstarbeit und Holzhandel ist ein Hauptverdienst der Leute. Auch sind sie berühmte Steinmetze; weithin wandern sie jährlich, um in Oesterreich und Deutschland ihr Brod zu verdienen. Manche reisen auch für viele Jahre fort, nach England und Südamerika, um ihr Glück zu suchen. Wenn sie dann mit ihrem Sparpfennige heimkommen, kaufen sie sich ein Paar Ziegen, bauen eine Hütte und heiraten. Das Weib hält Haus, während der Mann jahraus jahrein in die Fremde auf Arbeit fortzieht. Im Winter kommen sie immer heim und war das Glück günstig, wird wieder ein Stück Vieh in den Stall eingestellt oder ein Campo gekauft. So einfach ist die Lebensgeschichte der meisten dieser fleissigen, frommen und fröhlichen Leute.

Viel mannigfaltiger ist das Bild, welches sich vor unseren Blicken entfaltet, wenn wir auf Land und Berge blicken. Da sehen wir gewaltige Processe, eine bewegte Vergangenheit, eine an Form und Inhalt reiche Gegenwart.



Geht man von Predazzo thalwärts gegen Westen, so sieht man ein grosses Bild:

Im Süden kahle graue Felspyramiden, die aus endlos langen, dicht überwaldeten Gehängen aufsteigen — das sind die alten Porphyrströme, deren Oberfläche sanft gegen Nord sich neigt. Sie schiessen unter die Thalsohle von Fleims ein.

Die herüberen Gehänge werden gebildet von den Sedimenten, welche sich über den Porphyren abgelagert: Grödener und Werfener Schichten mit milder waldreicher Böschung, darüber die gewaltigen Massen triadischer Kalke.

Vor uns gegen Osten sehen wir Predazzo ausgebreitet, zwischen zwei starken Bergen. Rechts steht die Málgola[1]) (Syenit). Ihre Gehänge sind überwuchert von Buschweide. Links der Mulat, ein hochkuppiger Berg, unten Granit, Wald und steile rothe Schutthalden, oben junge dunkle Eruptivgesteine, mager übergrünt, spärlich von Fichten bewachsen. Gewaltig eingeengt durch die Berge sind die Thäler, welche da zu beiden Seiten des Mulat gegen Ost und Nord führen. Wir selbst aber stehen im breiten Fleimsthal inmitten fruchtbarer Feldebene.

Hinter der Málgola und dort im Gebiete des Mulat sind in alter Zeit die Schichten des Meeresgrundes geborsten und zwischen den Nordost streichenden gewaltigen Rissen ist der Boden niedergesunken. Da sind die Granitmassen des Mulat, dann rechts und links von ihnen die Syenite von Málgola und Vardabe aufgequollen, sie haben sich kuppig aufgestaut und seitlich ausgebreitet; so wurde das gewaltige Senkungsgebiet allmälig aufgefüllt und ausgeglichen.

Und fort hat das Meer Sedimente über die ganze Gegend rings um die Gebilde des Senkungsfeldes gebreitet und fort sind aus den Tiefen glühende Gesteinsmassen aufgestiegen. Nebeneinander bauten sich gewaltige Eruptivmassen und riesige Riffe auf. Zum Schlusse stockten die Eruptionen; da wurden die Massengesteine mehr und mehr überkrustet und überkleidet von den Kalkgebilden.

Das ist in wenig Zügen die Geschichte der Gegend. 240 Stunden bin ich in dem kleinen Gebiete herumgestiegen, viele neue Beobachtungen habe ich gesammelt. Ob meine Anschauungen über Bau und Geschichte der Eruptivmassen richtig sind, wird die Zukunft lehren. Auf jeden Fall bitte ich meine Gegner im Interesse der Wissenschaft, unbeeinflusst von der Ueberlieferung die Thatsachen zu prüfen und dann ruhig zu diskutiren.

Ich gebe nun zunächst den Literatur-Inhalt, dann meine Beobachtungen und Anschauungen.

Málgola-Literatur.

Marzari-Pencati[2]): In Südtirol liegt über dem Urgebirge Grauwacke und ein Uebergangsporphyr. Ueber dem Porphyr folgen jüngere

[1]) Malga heisst die Alpe, Málgola die kleine Alpe. Im Dialekt sagt man mitunter auch Margola.

[2]) Marzari-Pencati (Graf): Cenni geol. sulle provincie Venete 1819 und Leonhard's Taschenbuch f. Mineral. 1823, pag. 625 f.



Sandsteine und mächtige Kalkmassen. Tiefe Thäler durchsetzen diese Kalke und reichen bis zum Porphyr, in welchen sie auch einschneiden, ohne die unter demselben lagernden Urgebirge zu erreichen.

Bei Predazzo (Málgola und Canzocoli) trifft man Granite, welche den Alpenkalk durchsetzen und überlagern. (Vergl. das Kap. Canzocoli.)

A. v. Klipstein[1]: Am Ostende der Málgola herrscht etwas Augitporphyr[2], weiterhin (gegen West) Syenit. Steigt man über das Gehänge auf, so sieht man viele Trümmer von plattigem Kalk und Contact-Silicate. Jenseits des Thälchens, welches die Málgola gegen Ost begrenzt, stehen Quarzporphyr und rother Sandstein an. Auf der Höhe am Westgehänge der Málgola trifft man Marmor[3], welcher abbauwürdig sein dürfte.

Der Syenit scheint hier die Kalksteine vor sich hergeschoben (?) und metamorphosirt zu haben.

Richthofen[4]: Die Málgola besteht aus Syenit. Gangartige Massen eines grosskörnigen Augitgesteines setzen am Westgehänge der Málgola (am Wege anstehend) auf. Sie sind durch Uebergänge mit dem Nebengestein, welches also bei ihrem Auftreten noch nicht starr war, verbunden. Bei der Boscampo-Brücke setzen Melaphyr- und Liebeneritporphyrgänge auf. Das letztere Gestein durchsetzt alles übrige, ist also das jüngste. Am Nordgehänge der Málgola trifft man eine kleine Partie Granit. Der Syenit wird als ein von Predazzo ausgegangener Massenerguss bezeichnet.

Cotta[5]: Am Westgehänge der Málgola trifft man im oberen und unteren Steinbruche Melaphyr- und Syenitgänge. Stelzner traf auch an einer Stelle zwischen Strasse und Steinbruch einen Syenitgang. Das anstehende Sediment ist in Bandjaspis umgewandelt.

Die Grenze zwischen Syenit und Sedimenten verläuft gerade bergauf. Vom oberen Marmorbruche aus wendet sich die Gesteinsgrenze auffallend gegen Nord.

Die Sedimente bestehen hier aus Marmor und Bandjaspis. Der Gipfel des Berges besteht aber aus thonig-sandig-kalkigen Schichten; auf ihnen liegen zahlreiche grosse erratische Blöcke von Quarzporphyr.

Tschermak[6]: Die zumeist als Syenit bezeichneten Gesteine von Predazzo gehören bald zum Syenit, bald zum Diorit. Meist führen sie Plagioklas neben Orthoklas. Hornblende und Glimmer treten in wechselnder Menge auf. Untergeordnet: Hornblende, Magnetit, Apatit, Titanit, Eisenkies.

Augitreiche Gänge trifft man im Syenitdiorit der Málgola und am Canzocoli, doch machen diese nicht den Eindruck eines selbstständigen Gesteines, sondern nur den eines gangförmig auftretenden Mineralvorkommens (weil die Structur und relative Menge der einzelnen

---

[1]) v. Klipstein: Beitr. zur geol. Kenntniss der östlichen Alpen, 1843, I. pag. 74.

[2]) 7*a* in der Karte.

[3]) 9 und 10 in der Karte.

[4]) Baron Richthofen: Südtirol, 1860, pag. 145 f., 258, 322.

[5]) Cotta: Leonhard's Jahrbuch, 1863, pag. 23. (Vergl. Leonhard's Jahrbuch, 1850.)

[6]) Tschermak: Die Porphyrgesteine, 1869, pag. 111, 113.

Mineralien so bedeutend wechselt). Die untersuchten Partien bestanden aus Plagioklas, Augit und Biotit (mit dem Augit verwachsen); untergeordnet: Magnetit, Spinell.

Das Gestein ist also ein Diabas. Lapparent und Delesse haben ähnliche gangförmige, mit dem Nebengestein durch Uebergänge verbundene grobkörnige Partien beschrieben und analysirt; doch hatten diese Vorkommnisse (vom Canzocoli) die Zusammensetzung des Diorites oder Syenitdiorites.

Lemberg[1]): Die Hauptmasse der Málgola und des Canzocoli besteht aus Syenitdiorit. Die Gesteine führen Orthoklas, Oligoklas, Labrador, wahrscheinlich auch Anortit, ferner Hornblende, Glimmer und Augit, Accessorisch: Schwefelkies, Apatit, Magnetit, Titanit, Spinell.

Doelter[2]) weist auf der Nordseite der Málgola ein kleines Melaphyrvorkommen nach und hebt hervor, dass für die Annahme einer grossen Melaphyrdecke kein genügender Grund vorliegt. Mehrere N. streichende Gänge werden eingezeichnet.

E. v. Mojsisovics[3]): Die Málgola kann als eine am Rand des Eruptionsschlotes eingesunkene Scholle betrachtet werden. Der Muschelkalk-Dolomit zieht sich als schmaler Streifen im Syenit dieses Berges bis in das Travignolothal abwärts (pag. 380, 390). Tektonik und Geschichte des Eruptionsgebietes werden im Cap. „Mulat" besprochen.

Mulat-Literatur.

L. v. Buch[4]): Am Mulat trifft man nahe bei Predazzo Granit mit rothem Feldspath und Turmalin[5]), bei Mezzavalle Granit (Syenit) mit weissem Feldspath, Glimmer, Hornblende und sehr seltenem Quarz. Die höheren Theile des Berges bestehen aus schwarzem und grünem Porphyr und Mandelstein. In den Mandeln trifft man Epidot.

Bertrand-Geslin[6]): Der Granit des Mulat scheint eine von Basaltmassen überlagerte Bank zu bilden. Die Sedimente sind in der Gegend von Predazzo offenbar (wie die Gänge beweisen) von den jüngeren Eruptivmassen durchbrochen worden und die letzteren haben das früher bestandene Thal ausgefüllt.

Studer[7]): Der Fuss des Mulat besteht aus turmalinführendem, rothem Granit, darüber folgt schwarzer Porphyr. Wenn man in der Schrunde auf halbem Wege zwischen Predazzo und Boscampo gegen den Gipfel des Mulat ansteigt, trifft man die Gesteinsgrenze nach einstündiger Wanderung. Da sieht man an den Felswänden beide Gesteine scharf, aber keineswegs eben und gleichförmig verlaufend. In scharfkantigen Zacken greift der rothe Granit

---

[1]) Lemberg: Z. d. geol. Gesellsch., 1872, pag. 188, 190.
[2]) Doelter: Sitzber. Akad. Wien, mat. Kl. 1876, Bd. 74, pag. 870.
[3]) E. v. Mojsisovics: Die Dolomitriffe von Südtirol 1879.
[4]) Buch: Leonhard's Taschenbuch f. Mineral. 1824, pag. 370—376.
[5]) Neben dem Turmalin fand Pfaundler auch Lievrit und Tungstein.
[6]) Bertrand cit. in Maraschini Bibliot. Ital., 1828 und Leonhard's Zeitschrift f. Mineral., 1829, pag. 131.
[7]) Studer: Leonhard's Zeitschr. f. Mineral., 1829, pag. 260.

in den schwarzen Porphyr ein, so dass man fast glauben sollte, beide Gesteine seien gleichzeitiger Bildung oder wenn eines das jüngere, so sei es der tiefere rothe Granit und nicht der schwarze Porphyr.

Klipstein[1]): Am Südgehänge des Mulat herrscht rother Granit, dessen Gefüge aber stellenweise so dicht ist, dass das Gestein dem Porphyr ähnlich wird. In zahlreichen Drusen des Gesteines trifft man Quarz, Feldspath und Turmalin, seltener Lievrit, Scheelit, Epidot.

Den Turmalin trifft man in diesen Drusen meist in strahligen Agregaten neben Quarz.

Nur selten erscheint dieses rothe Feldspathgestein als charakteristischer grobkörniger Granit (mit braunem Glimmer und spärlichem Quarz) ausgebildet.

Die Gipfelmassen des Mulat bestehen aus einem dunklen Feldspathporphyr mit aphanitischer Grundmasse und wenig ausgeschiedenen Feldspathen, selten trifft man Augit und dunklen Glimmer, da und dort auch Kupferkies eingestreut[2]).

In Blasenräumen dieser Gesteine trifft man Kalkspath, Quarz, Turmalin, Kupferkies.

Das specifische Gewicht dieser Gesteine schwankt zwischen 2·68 und 2·78[3]), — die letztere Zahl gilt für die augithältigen Varietäten.

Die Massen stehen im Allgemeinen dem Feldsteinporphyr näher als dem Augitporphyr.

Am Gipfel des Mulat trifft man mitten in den dunklen Porphyren einen wahren Syenit (ein mittelkörniges Gemenge von grauem Feldspath, blättriger Hornblende und viel schwarzem Glimmer). Dieser Syenit ist durch Uebergänge mit dem dunklen Porphyr verbunden. Der letztere wird nahe dem Syenit schnell deutlich und grobkörnig. Die schwarzen Einmengungen und der Feldspath vereinzeln sich, und so ist das charakteristische syenitische Gemenge hergestellt.

Solche Erscheinungen sind nicht wenig dazu geeignet, bestimmte Altersverhältnisse in der ganzen Reihe der „abnormen“ Felsbildungen in Zweifel zu ziehen, sowie denn überhaupt die Ansicht zu begünstigen, dass plutonische Felsarten der verschiedenen Abtheilungen, welche man seither durch beträchtliche Altersdifferenzen trennen zu können glaubte, sich in ein und derselben Altersepoche wechselseitig vertreten, und dass ferner durch Uebergänge eine von zwei Felsarten aus der andern herauszutreten vermag.

Richthofen[4]). Sienit trifft man an der Málgola, an den unteren Gehängen des Mulat und am Conzocoli; häufig tritt er als ein

---

[1]) V. Klipstein: Beiträge. 1843. I. p. 76 f.

[2]) Etwa 50 M. unter dem Gipfel des Mulgrande am südlichen Gehänge setzen im dunklen Mulatporphyr Quarzgänge mit Kupferkies auf. In einem solchen, 1 M. mächtigen Gange hat man einen Stollen getrieben. Zu Anfang des Jahrhundertes wurde auch 100 Mtr. unterhalb dieser Stelle ein Stollen betrieben. In den hier geförderten Halden trifft man Quarz mit Turmalin, Kupferkies und Schwefeleisen. Auch Lieverit und Scheelit trifft sich neben dem Turmalin und in den Quarzdrusen.

[3]) V. Buch gibt an 2·61 bis 2·76.

[4]) Baron Richthofen. Südtirol, 1860.

Glied der porphyrischen Reihe auf. In dem Syenit des Westgehänges der Málgola trifft man Massen eines augitreichen Gesteines.

Das letztere bildet im ersteren gangartige Ausläufer, doch sind beide Gesteine durch Uebergänge miteinander verbunden.

Diese Erscheinung erklärt sich, wenn man annimmt, dass das Augitmagma gangförmig in dem älteren, aber noch nicht erstarrten Syenit aufstieg (p. 145, 147).

Der Granit, welcher häufig gar keinen Quarz enthält, steigt von Predazzo aus am Südgehänge des Mulat zu bedeutender Höhe an [1]).

Tuffbildungen fehlen dem Granit wie dem Syenit, wodurch ein auffallender Gegensatz zu den Fassa-Eruptionen bedingt wird (p. 259).

Im Avisiothal steigt die Grenzlinie zwischen Granit und Syenit steil auf, und man beobachtet hier einige Gänge von Granit im Syenit. (Das letztere Gestein wird, auf diese Beobachtung gestützt, durchwegs als das ältere bezeichnet, p. 264.)

Der Melaphyr ist ein porphyrisches Plagioklas-Hornblende-Gestein. Der Feldspath ist meist Oligoklas. Durch Aufnahme von Augit geht der Melaphyr oft in Augitporphyr über.

Der Melaphyr lagert deckenförmig über Granit und Syenit. Er hat keine Tuffe und scheint im Gegensatze zum Augitporphyr am Festlande (?) hervorgebrochen zu sein (p. 141 f.).

Die Gipfelmassen des Mulat werden von Melaphyr und Augit-Melaphyr gebildet, das Nordostgehänge nimmt Uralitporphyr ein. Diese verschiedenen Porphyre gehören wohl mehreren Ausbrüchen an.

Während die Augitgesteine der Málgola mit dem Syenit durch Uebergänge verbunden sind, also aus einer Zeit stammen, als der Syenit noch nicht erstarrt war, trennt sich der Melaphyr überall scharf von den älteren syenitischen Massen ab. Er ist also zur Förderung gekommen, nachdem der Syenit bereits erstarrt war (p. 262, 264).

Porphyrit und Syenitporphyr trifft man mehrfach in gangförmigen Massen, so am Abhange der Málgola bei der Boscampobrücke, und im Viesenabach. Liebenerit findet sich oft in grossen Mengen im Porphyrit eingewachsen. Besonders merkwürdig ist das Nebeneinandervorkommen von Syenit, Granit, Syenit-, Liebenerit- und Augitporphyr im Viesenabache. Die Gesteine scheinen hier gangförmig nebeneinander vorzukommen, doch sind sie untereinander durch Uebergänge verbunden (p. 150, 266).

Im grosskrystallinischen Syenitporphyr findet man Einschlüsse von Syenit und Melaphyr, also ist das erstgenannte Gestein jünger als die beiden letzteren. Der Liebeneritporphyr durchsetzt hier, wie an der Málgola alle anderen Gesteine und ist somit das allerjüngste Glied der Eruptionsepoche.

Ein drittes Vorkommen mit ausgezeichnetem Liebenerit trifft man am Joch zwischen Mulat und Viesena (p. 150, 266).

Ein Ueberblick über die ganze Gegend zeigt, dass sich der alte Boden (das Porphyrplateau mit den auflagernden Grödner Sandsteinen und Werfener Schichten) ringsum gegen Predazzo zu senkt.

---

[1]) Baron Richthofen zeichnet die syenitischen Flankenergüsse am Südabhange der Málgola als zusammenhängendes Ganzes ein.

Die Eruptionen spielten sich also in einer kessel- oder trichterförmigen Senkung ab (p. 258).

In diesem Kessel brachen Granit und Syenit hervor. Sie drängten sich durch die älteren Schichten bis zum Schlernkalk hinein. Darnach haben sich die Schlernkalke in bedeutender Mächtigkeit abgelagert, was auf eine anhaltende Senkung schliessen lässt (p. 289, 322).

Cotta[1]): Der Syenit von Predazzo enthält oft viel Glimmer, da und dort Plagioklas, mitunter auch einige Quarzkörnchen.

Man könnte diese Gesteine füglich als Syenitgranit bezeichnen.

Der Syenit greift mehrfach (an der Málgola und bei Predazzo) in die Triaskalke mit Apophysen ein, Syenit und Granit sind also jünger als diese Sedimente.

Es zeigt sich mithin hier recht klar, dass die Textur der Eruptivgesteine unabhängig ist von der Periode der Entstehung; sie ist wohl nur von den Umständen der Entstehung abhängig. Wahrscheinlich erstarrten die granitischen Gesteine in grosser Tiefe. Hieraus erklärt es sich, warum man so selten junge Granite sieht. Was in grosser Tiefe erstarrte, konnte erst durch sehr starke, lang dauernde Zerstörung der Bedeckung freigelegt und der Beobachtung zugänglich gemacht werden. Eine solche Ausnahme liegt bei Predazzo vor, wo in geologisch ziemlich neuer Zeit gewaltige Hebungen und Abschwemmungen stattgefunden haben.

Tschermak[2]): Ueber dem Granit und Syenit-Diorit des Mulat tritt Augitporphyr und Melaphyr auf. Der letztere führt meist Plagioklas, Ortoklas, Augit und Hornblende. Untergeordnet: Magnetit, Olivin, Apatit, Chlorophäit, Epidot, Eisenkies und Turmalin. Melaphyr und Augitporphyr sind durch Uebergänge verbunden. Die Augitporphyre unterscheiden sich von den Andesiten und Basalten nur dadurch, dass sie durch vorgeschrittene Umwandlung ein mattes Ansehen erhalten haben. Sind sie frisch, so besteht zwischen ihnen und den jungen Andesiten gar kein petrographischer, sondern nur ein Alters-Unterschied (p. 136, 150).

Augit und Feldspath der Augitporphyre sind häufig stark zersetzt und umgewandelt (Uralitporphyr, Kalk-Grünerde-Gesteine, quarzhältige Epidotgesteine) (p. 141).

Lemberg[3]) untersucht die Umbildung der Mineralien:

Im Granit von Predazzo findet man neben unzersetztem Ortoklas mitunter einen Oligoklas, welcher zu einer serpentinartigen Masse umgewandelt ist. Die Kieselsäure ist vermindert, Kalk und Natron wurden ausgeschieden, Kali und Magnesia sind eingetreten (es bildeten sich also an Stelle der durch Kohlensäure leicht zersetzbaren Silicate schwer zersetzbare Verbindungen). Ausserdem wurden im vorliegenden Falle auch Eisenoxyd und Wasser aufgenommen (p. 2).

Nephelin wird durch Salzlösungen ziemlich schwierig angegriffen. Ueberwiegt bei der Einwirkung von K_2CO_3 auf Nephelin der Natronaustritt über die Kaliaufnahme, so entsteht Liebenerit. Derartige

---

[1]) Cotta. Leonh. Ib. f. Mineral. 1863, p. 18.
[2]) Tschermak. Porphyrgesteine, 1869, p. 124.
[3]) Lemberg. Z. geol. Ges. 1876.

Producte können durch Einwirkung von *NaCl* wieder auf die ursprüngliche Zusammensetzung zurückgeführt werden (p. 29 f.).

Im Allgemeinen sind Magnesia und Kali in den Silicaten beständiger, widerstandsfähiger als Kalk und Natron.

Von grossem Einflusse bei all' diesen Vorgängen ist (nächst der chemischen Verwandtschaft) das Massenverhältniss der auf einander einwirkenden Stoffe. Wechselt dieses, so tritt auch ein neues molekulares Gleichgewicht ein. Die Wechselzersetzung geht aus diesem Grunde meist nur bis zu einer gewissen Grenze; nur die fortwährende Erneuerung der Lösungen, welche in der Natur sich vollzieht, ermöglicht die vollständigen chemischen Wandlungen (p. 8, 46, 59, 76).

Doelter[1]) weist am Mulat, insbesondere an dessen südlichen Gehängen, viele in N und NW, auch NNO streichende Gänge nach und glaubt eine radiale Anordnung derselben zu erkennen. Derselbe Autor theilt auch einige Fassait-Analysen und neue Mineralfundpunkte mit: Fassait und Granat bei der Boscampobrücke, wo Monzonit mit Kalk in Contact tritt.

Am Ostabhange des Mulat, gegen den Viesena zu, findet sich Magneteisen in grösseren unregelmässigen derben Massen im Melaphyr.

Die Wengener Kalke des zwischen Mulat und Viesena verlaufenden Bergrückens (welche auf Melaphyr auflagern) werden von Melaphyrgängen durchbrochen. Im Contact trifft man Granat, Spinell, Uralit, Epidot, strahligen Amphibol und Eisenglanz in Blättchen.

Lemberg[2]): In den Feldspathporphyren trifft man häufig massenhaft zeolithische Neubildungen. Der Liebeneritporphyr mag aus nephelinhältigem Ortoklasporphyr entstanden sein (p. 494).

In Augit- und Hornblendeporphyren trifft man oft Epidot. Diese Neubildung bildet eine Ausnahme von der Regel, dass die Magnesiasilicate sich mit Vorliebe bilden und besonders widerstandsfähig sind. Hier wird Magnesia abgegeben und Kalk wird aufgenommen. Kalkzeolith (Laumontit) trifft man neben Epidot nicht selten (p. 497, 499).

E. von Mojsisovics[3]): Die Hauptmasse der Kalkgebirge des Gebietes von Predazzo gehört den Wengener Schichten an. An die Stelle der ungeschichteten Riffkalke treten aber hier, insbesondere im Latemar-Gebirge, wohlgeschichtete Ablagerungen, welche im Innern der alten Riffe gebildet wurden. Die aufgefundenen Fossilien weisen auf ein relativ tiefes Niveau der norischen Stufe hin (p. 379).

Die Periode der Wengener Schichten ist durch eine anhaltende Senkung gekennzeichnet. Wo der Betrag der Senkung so stark war, dass er durch möglichst beschleunigtes Emporwachsen der Korallenriffe nicht mehr ausgeglichen werden konnte, da mussten die Korallen mit ihrer reichen Gefolgschaft weichen. In den verödeten Tiefen breiteten sich dann die mannigfaltigen heteropischen Bildungen der Wengener und Cassianer Schichten aus (pag. 506).

---

[1]) Doelter. Sitzber. Akad. Wien, mat. Kl. 1876. Bd. 74, pag. 872. — Tschermak's Mineral. Mittheil., 1877.

[2]) Lemberg. Z. d. geol. Gesell. 1877. p. 494 f.

[3]) E. von Mojsisovics. Die Dolomitriffe von Südtirol. 1879.

Die Porphyrmassen, welche im Osten und Westen von Predazzo anstehen, neigen sich gegen das Eruptionsgebiet, so dass unter der Voraussetzung eines ununterbrochenen Zusammenhanges derselben eine Mulde resultiren würde (pag. 380).

Im Norden stehen die über dem Porphyr lagernden Schichten in bedeutender Höhe an, doch senken sie sich rasch (mit einem am Südgehänge des Latemar durchsetzenden Bruche) gegen das Avisiothal (pag. 383).

Eine zweite Verwerfung setzt durch das Satteljoch. Die südlich von dieser Verwerfung anstehenden Massen des Mt. Agnello und Dosso Capello liegen etwa 500 Mtr. tiefer als die nördlichen Massen des Latemar (pag. 384).

Auch im Osten des Gebietes stehen die Sedimente in bedeutender Höhe an; hier setzt zwischen Soracrep und Viesena eine bedeutende Verwerfung durch, deren Verlängerung mit der Westgrenze des Monzoni zusammenfällt. Diese Verwerfung ist auch noch in den Wengener Schichten nachweisbar, da die oberen (abgesunkenen) Massen des Wengener Dolomites der Soracrep-Scholle ungeschichtet sind, während die höher ansteigenden Wengener Dolomite des Viesena eine ausgezeichnete Schichtung erkennen lassen (pag. 383).

All' diese Verwerfungen setzen nur durch die Sedimente und nicht durch die Eruptivmassen. Diese letzteren sind also wohl jünger als die Verwerfungen, welche als Vorläufer der grossen Eruptionen zu bezeichnen sind (pag. 384).

Granit und Syenit von Predazzo nehmen die tieferen Horizonte ein; sie werden von Melaphyr überdeckt. Auf eine relative Altersbestimmung der Gesteine dürfte kein zu grosses Gewicht gelegt werden. Chronologisch besteht zwischen allen Eruptivgesteinen des Fleimser Gebietes wohl kein wesentlicher Unterschied. In Bezug auf Textur unterscheiden sich aber allerdings die tieferen von den höheren Partien wesentlich.

Man dürfte schliessen, dass auf den Granit, welcher in den höheren Partien Glaseinschlüsse führt, in grösserer Tiefe echter glasfreier Granit folgt (pag. 387).

Das grobkrystallinisch erstarrte Magma nimmt die tieferen Stellen ein (pag. 524).

Die älteren Schichtengruppen scheinen viel häufiger von Gängen durchsetzt zu werden, als die jüngeren, der Eruptionszeit näher stehenden Sedimente (pag. 522).

Die Mehrzahl der Melaphyr- und Augitporphyr-Gänge streichen senkrecht gegen die Eruptionsspalte (p. 389).

Neben den Gängen kommen, diesen parallele, nicht injicirte Spalten vor, ein neuerlicher Beweis, dass das Magma durch bereits vorhandene Spalten aufsteigt (pag. 524).

Sigmund[1]. Die in hohen Horizonten anstehenden Granite führen nebst Flüssigkeitseinschlüssen auch Glaseinschlüsse, während man in dem Granit des Thalgrundes nur Flüssigkeitseinschlüsse antrifft.

---

[1]) Sigmund. Jb. der Reichsanstalt, 1879, pag. 310.

Canzocoli-Literatur.

Marzari-Pencati[1]): Bei Canzocoli ruht ein aus Quarz und Glimmer gemengter Granit theis auf jüngerem Uebergangsgebirge, theils auf älterem Kalk[2]). Der Granit geht hier und anderwärts in einen dunklen Porphyr über, und ist also mit diesem gleichzeitig und jünger als der Alpenkalk. Der unterlagernde Kalk ist im Contact in Marmor umgewandelt.

L. v. Buch[3]): Etwa 500 Mtr. über der Thalsohle steht grosskörniger Kalk neben Granit an. Die Scheidungslinie zwischen beiden Gesteinen senkt sich plötzlich gegen ein enges Thal. Nahe dem Berggipfel hingegen sieht man die Eruptivmassen von körnigem Kalk deutlich und auf bedeutenden Strecken überlagert[4]).

Maraschini[5]): Der Berg der Forcella (Mt. Agnello) ragt mit seinen Hörnern hoch empor. Die unteren Schichten fallen gegen OSO mit 20°, und bestehen aus einer Mischung von Mergel- und Kalkschichten.

Ueber ihnen liegt der Kalk und Dolomit, aus welchem die ganzen oberen Massen des Mt. Agnello bestehen. An diesen Kalk legt sich gerade oberhalb des kleinen Wasserfalles von Canzocoli eine aus Feldspath und schwarzem Glimmer bestehende granitartige Felsart.

Wenn man vom Canzocoli durch die Wasserrinne, welche vom Gebirg kerabkommt, aufsteigt, kommt man aus diesem Gesteine in immer dunklere compactere Eruptivmassen; zuletzt wird das Gestein ganz basaltisch. Daneben trifft man auch ein aus rothem Feldspath bestehendes Eruptivgestein.

Der umgewandelte Kalk der Forcella (Mt. Agnello) enthält Fossilien. Brogniart hält eine daselbst gefundene Turritella für jurassisch.

Studer[6]): Ueber den Graniten des Canzocoli folgen dunkle augitführende Gesteine. Ob beide Gesteine miteinander durch Uebergänge zusammenhängen, kann nicht entschieden werden. Gewiss ist, dass man Gesteine antrifft, welche den Uebergang zwischen beiden Typen bilden; andererseits beobachtet man aber auch Gänge der dunklen Gesteine im Granit. Es ist wohl möglich, dass beide Arten des Zusammenhanges (Uebergang und gangartiges Durchdringen) stattfinden.

Klipstein[7]): Im Jahre 1842 wurde zuerst auf Befehl der Regierung der Marmor des Canzocoli gebrochen; doch ist er so reichlich von Serpentin durchsetzt, dass er kaum verwerthet werden kann.

---

[1]) Graf Marzari-Pencati: Leonhard's Taschenbuch für Mineral. 1823. pag. 630 f.

[2]) Der ältere Kalk wird von M. als Alpenkalk, der hierüber folgende, mit „buntem Sandsteine" (Raibler Schichten) verbundene Kalk, wird als Jura-Kalk bezeichnet.

[3]) L. v. Buch: Leonh. Taschenbuch f. Mineral. 1824, pag. 341 f. u. 376.

[4]) Buch meint, die Eruptivgesteine wären eben unterhalb der Kalkmassen hebend emporgedrungen (pag. 339).

[5]) Maraschini. Biblioteca Italiana. 1828. Bd. 32, übersetzt in Leonh. Zeitschrift f. Mineral. 1829, pag. 109.

[6]) Studer. Leonh. Zeitschr. f. Mineral. 1829, pag. 256.

[7]) Klipstein. Beiträge etc. 1843. I. pag. 75.

Roth[1]) analysirt mehrere Predazzite, erklärt sie für Gemenge von Calcit und Brucit und hält sie für hydatogen.

Cotta[2]): Am ersten (untersten) Felshügel von Canzocoli dringen zwei Syenitgänge ziemlich parallel zwischen unreine kalkige Schichten, welche der Seisser Abtheilung angehören mögen.

Auch einige schwächere Syenit-Verzweigungen (von wenigen Centimetern Mächtigkeit) wurden beobachtet. Granatartige Contactrinden liegen zwichen dem Syenit und dem Kalk.

Verfolgt man die Grenze beider Gesteine weiter, so trifft man etwas höher an den Abhängen eine knieförmige Ausbiegung des Syenits gegen den Marmor; in der Höhe von etwa 300 Mtr. trifft man unweit der Grenze Melaphyrgänge im Marmor. In noch höherem Horizonte greifen mehrere Apophysen des Syenites in den Marmor.

In der Höhe von etwa 400 Mtr. trifft man einen Marmor Block im Syenit eingeschlossen.

Contactrinden, welche aus Calcit, Brucit, Granat und Vesuvian oder Gehlenit bestehen, trifft man häufig. Stellenweise treten die Contactmineralien sehr massenhaft auf.

Lapparent[3]): Die syenitischen und dioritischen Gesteine von Predazzo und die Melaphyre stehen einander chemisch und mineralogisch sehr nahe (pag. 266).

Neben granitähnlichem Syenit und neben Syenitdiorit trifft man als Contactmineralien Vesuvian, Gehlenit, Spinell; neben magnetitreichem Magma (Syenitdiorit und Diabas?) aber tritt mit Vorliebe Fassait auf.

Der Autor ist der Ansicht, dass die Contactmineralien durch Einwirkung wässeriger Lösungen entstanden seien (pag. 308).

Tschermak[4]): Wo Syenitdiorit den Kalkstein berührt, trifft man als Contactmineralien Gymnit, Granat, Vesuvian, Gehlenit, Biotit, Spinell, Brucit. Neben einem im Kalkstein aufsetzenden Diabasgange fand sich hingegen: Fassait, Wollastonit, Batrachit, Serpentin, Vorhauserit, Biotit, Brandisit, Titanit, Spinell, Magnetit, Brucit. Neben dem Syenitdiorit trifft man also vorzugsweise thonerdehaltige Silicate, während dem Diabas meist thonerdefreie Kalk- und Magnesiasilicate entsprechen.

Lemberg[5]): Einige der grünen Silicatzonen von Canzocoli haben dieselbe Zusammensetzung, wie Augit. Das an Kali reichere Innere dieser Zonen scheint neben Augit auch Magnesiaglimmer und Ortoklas zu führen[6]). Die Augitsubstanz ist oft stark umgewandelt durch Aufnahme von Magnesia (pag. 460, 463). All' diese Mineralien werden als Neubildungen erklärt (pag. 471).

Viele Versuche erläutern die gewaltige Einwirkung der Magnesialösungen auf Kalk- und Alkalisilicate (pag. 475, 483, 495).

Auf dem Wege vom Sacinathal zur Forzella trifft man unmittelbar vor der Alm neben Melaphyrgängen auch einen echten Granitgang im

[1]) Roth. Z. geol. Ges. 1851, pag. 140 f.

[2]) Cotta. Leonh. Jb. f. Mineral. 1863, pag. 21 u. Taf. 1. Die schwächeren sog. Syenitverzweigungen sind nach meiner Ansicht Syenittufflagen. (Reyer.)

[3]) De Lapparent An. des Mines 1864. Bd. 6.

[4]) Tschermak. Porphyrgesteine 1869, p. 118 f.

[5]) Lemberg. Z. geol. Ges. 1876.

[6]) Das sind Monzonittuff-Einlagerungen. (Reyer.)

Kalk (pag. 487). Der letztere weist keine Contactzone auf, während die ersteren häufig das Auftreten einer Granatzone bewirkt haben.

Zwischen der Breite der Gänge und der Contactzonen besteht keine Beziehung; dies und die zonenweise Aufeinanderfolge verschiedener Contactmineralien spricht gegen eine plutonische Genesis der Contactmineralien (pag. 467, 489).

Lemberg[1]: Die Werfenerschichten vom Wasserfall (Canzocoli) bestehen aus Predazzit- und Silicatschichten, welche miteinander wechsellagern. Der Predazzit ist durch Schwefeleisen (oder Magnetkies) dunkel gefärbt; durch die Atmosphärilien wird das Gestein entfärbt, das Schwefeleisen wird oxydirt (pag. 193).

Den Carbonaten innig beigemengt sind Olivin und Spinell; die continuirlichen Silicatschichten bestehen zum Theil aus Serpentin, zum Theil aus wasserfreien kalk- und magnesiareichen Verbindungen. In der Mitte sind die Silicatschichten reich an Alkalien (pag. 195).

Der Predazzit besteht, wie Damour, v. Richthofen und Hauenschild durch mikroskopische Untersuchung nachgewiesen, aus einem Gemenge von Calcit und Brucit (Nachweise auf pag. 227 f.). Volger hat den Gedanken ausgesprochen, dass dies Gestein ein metamorphosirter Dolomit sei. Roth meint, dass die Austreibung der Kohlensäure durch erhitzten Wasserdampf bewirkt worden sei. In der That entweicht die Kohlensäure aus dem Magnesiacarbonat bereits bei 200°, wenn man Wasserdampf überleitet (pag. 225, 231).

Dass Kalk unter hohem Druck, bei hoher Temperatur krystallinisch wird[2], haben Hall, Buchholz, Rose nachgewiesen (p. 237). Im vorliegenden Falle kann aber Wärme allein nicht die Ursache der Umlagerung gewesen sein; das Wasser, welches in Folge seines Salzgehaltes reichlich Kalk lösen konnte, bewirkte das Umkrystallisiren (pag. 242).

Zwischen dem Syenitdiorit und den Carbonaten zieht sich eine wenige Centimeter bis 3 Mtr. mächtige Contactzone hin, die aus kalkreichen Silicaten (Vesuvian, Granat, Gehlenit) gebildet wird. Ausserdem treten grüner Glimmer, Magneteisen und Spinell auf.

Diese Silicate entstanden, indem Silicatlösungen aus den Eruptivgesteinen aus- und in die Carbonate eintraten. Eine rein plutonische Genesis ist undenkbar (pag. 260).

Durch Einwirkung der magnesiareichen Marmore sind die Kalksilicate der Contactzone stellenweise in Magnesiasilicate verwandelt (serpentinirt) worden. Erhöhte Temperatur hat die Metamorphose beschleunigt (pag. 198, 213, 251, 253).

Auch das Eruptivgestein (Syenitdiorit) hat im Contact Aenderungen erfahren. Es ist, wie v. Richthofen nachweist, meist kleinkörniger (selten bleibt er grobkörnig). Die Grenze gegen die Contactzone ist meist scharf. Die Mineralien sind oft zersetzt, sie haben Kieselsäure und Kali abgegeben, Magnesia aufgenommen — natürlich nicht in so

---

[1]) Lemberg. Z. d. geol Ges 1872, pag. 193 f.

[2]) Viele Autoren haben aus dieser Thatsache geschlossen, dass der Kalk unter hohem Drucke schmelze, was aber unrichtig ist.

hohem Grade, wie die leicht zersetzbaren Contactmineralien (pag. 199, 207).

Die Umrisse der Hornblende sind oft verwaschen, sie hat einen serpentinartigen Glanz angenommen. Die Zersetzung breitet sich häufig nach bestimmten Flächen[1]) aus, wodurch das Gestein ein schuppiges Aussehen erhält (pag. 191, 263).

E. v. Mojsisovics[2]): Ein Theil des über den geschichteten Gebilden folgenden Dolomites dürfte den Buchensteiner Schichten beizurechnen sein. Die Gesteinsgrenze zwischen den Eruptivmassen und den Kalken zieht sich von unten gegen oben schräg gegen den Gipfel des Berges zurück. (Vgl. das bezügliche Lichtbild.)

Das Nordgehänge des Málgola.

Von Predazzo gegen Südost sieht man einen flachkuppigen, spärlich bewaldeten Berg. Steile Abstürze gehen herab bis in die halbe Höhe, Schutthalden führen von ihnen bis ins Thal. Das röthlichgraue Gestein ist von zahlreichen senkrechten Klüften zerschnitten.

Wandert man auf der Hauptstrasse fünf Minuten weit gegen Osten und überschreitet man hier das Thal, so trifft man eine kleine Brücke (bei 1 in der Karte), welche über den Bach und an den Fuss der Málgola führt.

Steigt man über die Schutthalden (100 Meter hoch) auf, so trifft man zunächst die Schrunde 1 (in der Karte), welche rasch mit steilen kesselförmigen Abstürzen schliesst. Das Gestein, welches von zahlreichen NNO streichenden und steil einfallenden Klüften durchsetzt wird, ist typischer mittelkörniger Syenit.

Wir umwandern die Schutthalde, um die zweite Schrunde (2) zu begehen. Ausser der erwähnten senkrechten Klüftung gewahren wir hier an den Felsen, welche zwischen beiden Schrunden anstehen, eine scheinbar horizontal verlaufende Bankung der Syenitmassen. Blickt man vom Gehänge aus auf diese Stelle, so sieht man, dass die Bänke 20 bis 30 Grad thalwärts (gegen Nord) fallen; wir hatten vorhin, an den Ost-West streichenden Abstürzen hinschreitend, nur Gelegenheit gehabt, im Streichen der Bänke verlaufende Anbrüche zu sehen und auf diesen erschien die Bankung natürlich horizontal.

Die Schrunde 2 wird bald ungangbar; ein Ziegensteig führt aber auf den Kamm, welcher diese Schrunde von dem nächsten Wasserrisse trennt. Wiederholt beobachtet man eine flache Bankung; stellenweise fällt sie auch gegen das Hauptthal oder gegen die Schrunde 2 (gegen Nord bis Nordwest) mit 20 bis 40 Graden ein.

---

[1]) Bankung und Klüftung bedingen häufig flächige Zersetzung. R.

[2]) E. v. Mojsisovics. Die Dolomitriffe von Südtirol 1879. — Der Autor schliesst hieraus auf eine kesselförmige Erweiterung des Eruptionsschlotes von Predazzo. Im weiteren Verfolge dieser Anschauung erklärt E. v. Mojsisovics das Auftreten von Melaphyr und Augitporphyr über Granit und Syenit als eine scheinbare Ueberlagerung. (Flache Gänge, welche in dem gegen oben konisch sich erweiternden Eruptionskessel schräg aufgestiegen seien).

Uebergänge führen von dem flachen zum steilen, vom nördlichen zum nordwestlichen Fallen; die Bänke bilden also hier Buckel, welche sich gegen das in Ost streichende Travignolothal niedersenken.

In der Höhe von 1200 Meter (über dem Meere) trifft man wieder eine ausgezeichnete senkrechte Nord-Klüftung, daneben eine flach gegen das Thal sich senkende Bankung.

Bevor man die Höhe von 1300 Meter erreicht, haben die Gehänge sich bereits so weit verflacht, dass man leicht durch den Buschwald von einer Schrunde zur andern wandern kann. Nachdem man einige Minuten gegen Osten gegangen, trifft man bereits jene dünnplattigen mergeligen, sandigen oder kalkigen Sedimente (Muschelkalk), welche von hier an einerseits gegen Nordost bis ins Travignolothal, anderseits bis an den Westfuss des Málgola reichen. Bis über die Schrunde 7 hinaus, also in einer Breite von etwa 500 Meter, liegen schöne Aufschlüsse vor. In unserer Höhe fallen diese Schichten ziemlich flach (Mittel mit 20 bis 30 Grad) gegen das Travignolothal; steigt man aber durch die Schrunde 5 oder 7 hinab, so sieht man, dass die Sedimente im selben Maasse, wie das Gehänge schroffer wird, auch immer steiler niedergehen.

In den oberen Theilen der Schrunde 5 fallen sie 40, tiefer unten sogar 60 Grad gegen Nord (Nordost bis Nordwest).

Am Ostgehänge der Schlucht 5 reichen sie bis in eine Höhe von 100 Meter über der Thalsohle herab.

Verwickelt sind hier die Beziehungen der Eruptivmassen zu einander und zu den Sedimenten. Zunächst bemerkt man, dass im Grunde der Schlucht 5 Syenit (z. T. Syenitporphyr) herrscht. Die Oberfläche dieser Masse fällt buckelig gegen das Thal ab und wird auf der Ostseite der Schlucht concordant von den Sedimenten überlagert; die beiden Seiten der Schlucht aber weisen ein dunkles afanitisches Gestein (Orthoklas-Andesit) auf[1]), welches über den besagten Sedimenten liegt.

Es ist dies nach meiner Ansicht ein Strom, welcher hier zwischen den Schrunden an den Gehängen des Málgola hervorgebrochen und thalwärts geflossen ist. Westlich von 5 sieht man eine mächtige Schliere von grauem, körnigem Orthoklasporphyr in den schwarzen Massen eingeschaltet. Diese Zwischenlage stellt eine seitlich ziemlich weit ausgebreitete und 2 bis 3 Meter dicke, flach gegen das Thal sich neigende Lage dar. Sie ist durch Uebergänge mit dem hangenden und liegenden dunklen Aphanit verbunden. Beide Massen greifen buckelig ineinander ein; einzelne Schlieren und Butzen der einen Masse sind auch ganz von dem nachbarlichen Gesteinsbrei umgeben und losgetrennt von der Hauptmasse.

Auf der Westseite der besagten Schrunde 5 treffen wir einen quarzarmen Granit, gleich jenem des Mulat.

Es ist eine kleine Masse, deren Oberfläche unter den dunklen Aphanit (Andesit) und zwar mit 20 bis 50 Grad gegen Süd (gegen den Berg) einschliesst. Beide Massen schmiegen sich innig aneinander, ohne

[1]) Ich habe diese Einzelheiten in der Karte nicht verzeichnet, um das Bild nicht zu verwirren.

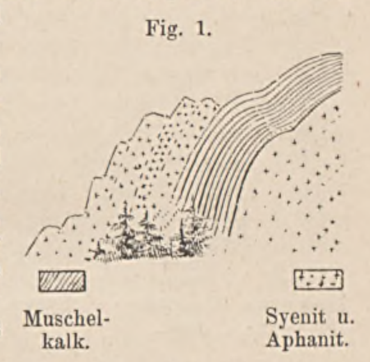
verwachsen zu sein. An der Grenze gegen das basische Gestein verschwindet der Quarz aus dem Granit meist vollständig.

Wir werden später sehen, dass diese kleine Granitmasse wahrscheinlich ein Ausläufer der Ergüsse des Mulat ist. Die älteren Graniteruptionen, welche nördlich von der Málgola, jenseits des Thales hervorbrachen, haben bis hierher gegen Süden eine Stromzunge ausgesendet; die jüngeren Ergüsse der Málgola aber haben, in der entgegengesetzten Richtung fliessend, diesen Granit überdeckt. Durch Erosion ist derzeit der Zusammenhang mit dem Mulatgranit getrennt.

Nachdem wir diese Beziehung des Granites zum Syenit besprochen, kehren wir nochmals zur Besprechung des Verhältnisses zwischen Syenit und Sedimenten, welches wir bereits skizzirt, zurück.

Geht man vom Granit durch die Schrunde 5 aufwärts, so trifft man, wie gesagt, im Grunde der Schrunde Syenit und Syenitporphyr in mächtigen Massen anstehend; besteigt man dann das östliche Gehänge, so sieht man zuerst die Sedimente, welche hier steil gegen Nord fallend, den Syenit concordant überlagern; darüber aber ruht, wie die beistehende Figur 1 zeigt, wieder eine Masse von dunklem Aphanit und Syenitporphyr, deren Bankung mit der Schichtung der Sedimente harmonirt. In den oberen Theilen beträgt die Mächtigkeit dieser steil gebankten Eruptivmasse nur wenige Meter; je weiter wir aber thalwärts gehen, desto mehr schwillt sie an (über 20 Mtr.), zugleich bemerken wir, dass die Bankung immer flacher wird, — von 70° können wir alle Uebergänge bis 30° Nord verfolgen.

Fig. 1.



Endlich ist hervorzuheben, dass die besagte Eruptivmasse, je tiefer wir gegen das Thal hinabsteigen, um so krystallinischer wird, und endlich in typischen Syenit übergeht. Dieser Syenit ist offenbar die Fortsetzung des Aphanitergusses, welchen wir oben geschildert haben. Wir haben es zu thun mit einem Strome, welcher in seinen oberen Theilen ganz aphanitisch ist, weiter thalab aber im selben Masse, als er mächtiger wird, auch ein immer deutlicheres Korn erhält. Man kann hier mit dem Hammer alle Uebergänge von dem dunklen, aphanitischen Gesteine (Orthoklas-Andesit) in Syenit- und Orthoklasporphyr, und endlich in echten grobkörnigen Syenit verfolgen.

Wir werden sogleich noch zwei analoge Vorkommnisse kennen lernen; zum Schlusse der Beschreibung des Mulat aber werden wir erst eine zusammenfassende Betrachtung und Erklärung dieser merkwürdigen Erscheinung versuchen.

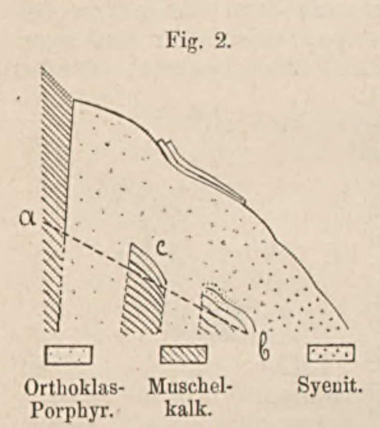
Wir wandern weiter gegen Ost und begehen die Schrunde 7 (in der Karte). Die obersten Theile dieser Schlucht reichen weit hinauf in die flachen Waidegehänge der Málgola. Eine Quelle und Viehtränke ist das Zeichen, durch welches man diese Schrunde von den anderen

leicht unterscheidet. Von dieser Quelle aus sieht man gerade hinab durch die steinige Rinne bis in's Thal.

Uns zu beiden Seiten bis hoch in den Berg hinauf stehen dieselben Sedimente an, welchen wir bisher auch in den anderen Schrunden begegnet; weithin sieht man die bänderigen Bänke thalwärts fallen. Oben, wo die Gehänge noch flach verlaufen, senken sich auch diese Schichten mit geringem Winkel (15 bis 30°); weiter unten aber fallen Gehänge und Schichten immer steiler (40 bis 50°). Wir wandern von der Quelle abwärts zuerst über einige Schichtflächen der Sedimente, dann fort über Schutthalden. In der Höhe von 1200 Mtr. treffen wir Orthoklasporphyr und Syenit. Die Aufschlüsse sind so vorzüglich, dass wir die Beziehungen dieser Eruptivmassen zu den Sedimenten vollkommen klarstellen können.

Ich beziehe mich auf die beistehende Figur 2, welche die westliche Seite der besagten Schrunde darstellt. Bei *a* werden die Sedimente von einem Gang abgeschnitten. Dieser besteht seiner Hauptmasse nach aus einem hellen rothen, körnigen Orthoklasgestein. Auf der östlichen Seite der Schrunde verliert diess Gestein nahe dem Contact seine deutlich krystallinische Textur und nimmt porphyrischen und aphanitischen Habitus an. An der westlichen Wand sieht man ferners bei *c* ein Stück der durchbrochenen Sedimente. Das Eruptivgestein hat nahe dem Contacte viele Schollen des Nachbargesteines eingeschlossen, und im Sinne der Bewegung des Magmas aufgestellt. Die Schollen sind fest verwachsen mit dem sie umhüllenden Gesteine. Nebenan bricht nochmals ein Gang des Feldspathgesteines zu Tage. Der Contact mit der Scholle b ist besonders schön entblösst. Die blossgelegten Schichten sind gestaut; hellgraue und dunkelgrünlichgraue Streifen wechseln miteinander. Die letzteren walten der Masse nach vor; insbesondere im Hangenden der anstehenden Partie sehen wir eine starke Lage dieser Art auftreten. Schlagen wir ein Stück los, so glauben wir einen aphanitischen Andesit (Melaphyr) vor uns zu haben; auch unter dem Mikroskope bleibt die Täuschung vollständig; das Gestein besteht aus zusammengebackenen Feldspathkörnchen und Glimmer. Blickt man nun auf die helleren Schichten, so gewahrt man, dass sie nicht continuirlich sind, sondern dass sie an vielen Stellen zerrissen und oft ziemlich weit auseinandergerückt sind; in diese Zwischenräume und Klaffe ist aber überall die dunklere Masse vollständig eingedrungen. Offenbar waren die helleren Lagen ziemlich hart, die dunkleren Partien aber weich; da das so beschaffene System dislocirt und gestaut wurde, zerbrachen die festen Schichten zu Schollen, sie wurden auseinandergezerrt, und in die Zwischenräume drang der dunkle, weiche Silicatbrei ein.

Fig. 2.



Vergleicht man die helleren Lagen auf frischem Bruche mit dem dunklen Material, so findet man, dass die ersteren sich nicht sehr vom letzteren unterscheiden. Auch sie bestehen im Wesentlichen aus Feldspaththeilchen, nur ist hier das Gefüge noch zarter, aphanitischer; man wird an Porphyrtuffe (an den „Thonsteinporphyr") erinnert. Wir werden auf diese Thatsachen später zurückkommen.

Die Eruptivmassen, welche aus den zwei besagten Gängen aufsteigen, vereinigen sich über den Sedimenten, und reichen dann als eine zusammenhängende Masse hinab bis in's Thal.

Nach meiner Ansicht haben wir es hier wieder mit einem Strome zu thun, welcher über die Gehänge thalwärts gewandert ist. Ueber diesem Strome aber liegen, wie die Figur 2 andeutet, wieder Sedimente[1]).

Beide Gänge streichen West und fallen steil gegen den Berg (gegen Süd) ein. An der Südseite des ersten Ganges stehen die Sedimente *a* hoch an, während im Norden in gleichem Horizonte der Strom sich ausgebreitet hat; der nördliche Verwerfungsflügel hat sich also gesenkt.

Wir steigen in die Schrunde wieder herab und gehen thalwärts vor. Die Schrunde verlauft mit 30 bis 35 Grad, der Strom senkt sich steiler (mit 40 bis 45 Grad); nach kurzer Strecke stehen wir folglich auf dem Strome, er hält an bis zum Ende der Schrunde. Beachtenswerth ist noch, dass während in dem Ganggesteine dunkler Glimmer und Hornblende nur local und spärlich auftraten, diese basischen Mineralien im weiteren Verlaufe immer häufiger werden. Nach kurzer Strecke ist das helle Feldspathgestein, welches vordem nur stellenweise syenitischen Habitus angenommen, in typischen Syenit übergegangen.

Dieses Verhältniss scheint mir folgendermassen deutbar: Aus den zwei Spalten floss anfangs Syenitbrei aus; dann schoben Kieselsäurereichere, also zähere Massen nach. Diese kamen aber nicht mehr zum Ergusse; die Eruption stockte, und das helle Feldspathmagma blieb in den Spalten stecken.

Zum Schlusse wollen wir nun noch die Schlucht, welche in der Karte die Ziffer 6 führt, besteigen.

Ueber eine Schutthalde geht es hinauf, dann treten die Felsen enge zusammen und man steigt fort und fort zwischen steilen Wänden von Syenitdiorit (und Monzonit) und über eine Schuttmasse von 40 Grad Neigung auf.

Die Felswände stehen meist drei bis fünf Meter weit auseinander und erreichen eine Höhe von 10—20, ja 30 Meter. Unter den Füssen gleiten und kollern die Trümmer und Schuttmassen, dann muss man sich hinter einem Felsvorsprung schützen. So wandert man aufwärts durch die öde dunkle Klamm bis in eine Höhe von 250 Meter über der Thalsohle. Da trifft man plötzlich andere Gesteine: mattgrüne und rothe weiche aphanitische Massen, mit ausgezeichneter bänderiger Schlierenstructur stehen vor uns. Die Schlieren fallen steil und streichen in Ost; man glaubt einen Gang vor sich zu haben. Wenn man aber

[1]) Ich habe diese verwickelten Verhältnisse in der Karte nicht dargestellt.

noch 50 Meter höher bis zum Schluss der Klamm steigt, behält man immer dieselben oder doch ähnliche Gesteine zur Seite.

Es ist also eine Strommasse. Sie fällt unter den Syenitdiorit[1]), der bisher die Seiten der Schrunde beherrscht hat, ein, und ist durch Uebergänge mit dem Syenitdiorit verbunden; auch treten Butzen und Lager von Porphyrit und Syenit in ihr auf; auch Breccien dieser Gesteinsarten trifft man.

Prächtig sind diese Massen gebankt, in grossen Buckeln neigen sie sich sammt dem zwischen- und übergelagerten Syenit gegen das Thal hinab.

Wir haben es also hier mit einem gewaltigen und höchst mannigfaltigen System von porphyrischen und aphanitischen Stromschlieren zu thun, welche im Liegenden des mächtigen Syenitergusses herrschen.

Betrachtet man die weichen grünen Lagen näher, so sieht man, dass sie zum Theil aus Fassait und grünem Glimmer bestehen. Diese Erscheinung erklärt sich, wenn man bedenkt, dass die vorliegenden Ergussmassen offenbar zusammenhängen mit dem vorhin geschilderten Ergusse der Schrunde 7. Dort haben wir gesehen, dass der Erguss den Muschelkalk durchbricht und überströmt. Offenbar steht auch hier in der Schrunde *b* in grösserer Tiefe das Sediment an — daher die Contactmineralien im Liegenden des Stromes.

Ueber diesen Massen folgt, wie gesagt, der Syenit, darüber aber liegen wieder Sedimente. Die Klamm schliesst mit einem öden Absturzkessel, in welchem man die Ueberlagerung und Folge dieser eruptiven und sedimentären Massen gut sehen kann.

Ueberblicken wir die hier zusammengestellten Erscheinungen, so erhalten wir das folgende Bild:

Gegen Ost und West von den beschriebenen Schrunden erstrecken sich weithin die buckeligen Syenitmassen. Sie erheben sich beiderseits der Schrunden bis zu bedeutender Höhe. In dem Schrundengebiete aber weisen sie eine runzelartige Depression auf; in dieser Depression ist noch ein Theil jener Sedimente erhalten, welche die Syenitmassen ehedem wohl allgemein bedeckten. Diese Sedimente, welche in den höheren Horizonten aus plattigem Kalk, in den unteren aber vorwaltend aus klastischen Feldspathgesteinen bestehen, wurden durchbrochen von Syenit, Syenitporphyr, Feldspathporphyr und Aphaniten dieser Gesteine. Die Ströme flossen über die steilen Gehänge der Syenitmassen herab bis in's Thal, und wurden wieder von Sedimenten überlagert.

Ich habe nun noch folgende Aufschlüsse vom Nordgehänge der Málgola zu erwähnen:

Im Osten bei der Boscampobrücke sehen wir den Syenit durch Aufnahme von Plagioklas und Augit örtlich in Syenitdiorit, Monzonit[2]) und grosskrystallinischen Diabas übergehen. Sonst treffen wir aber überall an den Gehängen nur Syenit und Syenitdiorit.

---

[1]) Local geht der Syenitdiorit durch Aufnahme von Augit in Monzonit über.
[2]) Mit viel Apatit und Erz.

Am nordwestlichen Absturze der Málgola treffen wir, wie die Karte zeigt, bis zur Höhe von 100 Meter über dem Thalboden eine Partie dunkler, aphanitischer Gesteinsmassen (Orthoklas-Andesit), welche in der Richtung ONO an dem Syenit abschneidet. Gegen Ost sieht man diese Masse auf einem Syenit mit rothem Orthoklas auflagern.[1]) Das Syenitgehänge, sowie die auflagernde Aphanitmasse fallen steil gegen das Thal; wir haben es hier also wohl mit einem Ergusse zu thun, welcher auf ONO streichender Spalte im Syenitgehänge aufstieg und dann thalwärts sich ergoss.

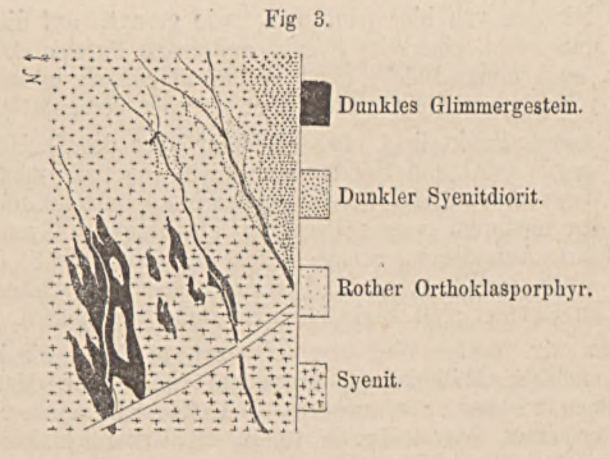
Die Westseite der Málgola.

Ein breiter Weg steigt mit etwa 8 Grad Neigung an diesem Gehänge gegen S. auf; wir verfolgen denselben. Die Gehänge gehen mit 30 bis 35 Grad nieder. Das Gestein ist Syenit. Hier wie an den Nordgehängen des Berges springt eine reichliche in Nord (bis NNW) streichende senkrechte Zerklüftung der Gesteine ins Auge. Untergeordnet ist eine Klüftung mit östlichem Streichen.

Nach einem Aufstiege von einer Viertelstunde erreicht man die Grenze des Syenites gegen die Sedimente; sie liegt gerade über dem Ende des Deltas, welches von der Málgola in die Ebene herunterreicht und in der Karte durch Punktirung angedeutet ist.

Drei Minuten bevor man diese Grenze erreicht, sieht man in kurzer Strecke eine merkwürdige Mannigfaltigkeit der Gesteine. (8 in der Karte). Die Grenzen der verschiedenen Arten gegeneinander habe ich mittels des Messtischchens festgestellt. Ich füge der beistehenden Fig. 3 die folgenden Erläuterungen hinzu: Zur Linken tritt im nor-

Fig 3.



malen Syenit eine in viele Lappen auslaufende butzenförmige Schliere auf. Das Gestein besteht zum grössten Theile aus dunklem Glimmer, verwittert leicht zu einer grusigen Masse und ist aus diesem Grunde muldig erodirt.

[1]) Dieser Syenit geht örtlich in Granit über.

Im ersten Augenblicke beachtet man die feuchte schwarze, erdige Stelle nicht; erst wenn man den Hammer anwendet, wird man über die Beziehung dieser Masse zu dem normalen Syenit und über den Verlauf der zahlreichen dunklen Schlieren klar. Sämmtliche Schlieren streichen zwischen ONO und Ost und fallen steil ein. Wir haben es also hier mit Eruptivmassen zu thun, welche gangförmig in älterem, aber noch nicht erstarrtem Magma aufstiegen. (Gangschlieren.) Beide Massen haben sich verschweisst und vereint.

In der grossen Schlierenbutze sehen wir noch zwei kleine Schlieren von normalem Syenit eingeschaltet. Die grössere dieser Massen ragt wie ein heller Klamm aus der verwitterten dunklen Umgebung auf.

In den nächsten kleinen Wasserrissen treffen wir, wie die beistehende Figur zeigt, ein körniges, hellrothes Feldspathgestein, welches vom Syenit bedeckt wird. Beide Gesteine sind miteinander verwachsen; die Grenzfläche fällt mit 40 bis 50 Grad im Sinne des Berggehänges gegen WSW.

Das Gebiet im Süden dieser Schrunden wird von einem sehr grobkörnigen Syenit-Diorit und Monzonit mit dicken Feldspathknoten und grossen dunklen Glimmer- und Hornblendeflecken eingenommen. Die Partie ist ringsum begrenzt (unterlagert) von normalem Syenit.

Fassen wir diese Thatsachen zusammen, so erhalten wir das folgende Bild: In den tieferen Partien der Westgehänge der Málgola steigen Schlierengänge auf. Weiterhin beobachtet man schlierige Massen, welche sich im Sinne des Gehänges steil niedersenken. Letztere sind also aller Wahrscheinlichkeit nach schlierige Erguss- oder Strommassen.

Drei Minuten von hier trifft man, wie gesagt, auf die Gesteinsscheide. Man sieht einerseits Syenit, anderseits Partien der plattigen Sedimente, auch einige Blöcke eines grobkörnigen, grusig verwitternden (Predazzit-) Marmors; die Grenze selbst ist aber verschüttet.

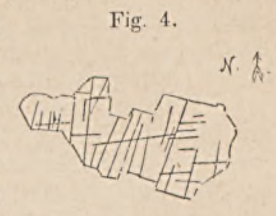
Der besagte Punkt liegt etwa 80 Meter über der Thalsohle. Steigt man nun gegen OSO am Gehänge aufwärts, so trifft man 20 Meter über dem Wege einen Steig, welcher gegen Nord ansteigt und schliesslich auf den niederen, gegen Predazzo abstürzenden Syenitkopf der Málgola führt. Auf diesem Steige sehen wir (oberhalb 8) die Silicatsedimente schön entblösst; ein in ONO streichender Syenitgang durchsetzt sie. Im Contact sind beide Gesteine innig verwachsen.

Setzen wir unseren Weg gegen N. fort, so sehen wir kurz bevor wir den niederen Málgolakopf erreichen, am Steige Marmorblöcke liegen. Folgen wir der Spur aufwärts, so treffen wir in einer Höhe von 1300 Meter einen Marmorbruch (9 in der Uebersichtskarte), durch welchen ein Syenit- und ein Aphanitgang setzen. Wir kehren auf den Steig zurück und erreichen nach 10 Minuten den kleinen Málgolakopf (nördlieh von Nr. 9).

Hier haben wir gute Gelegenheit, die scharf und gerade verlaufende Klüftung des Gesteines zu vergleichen mit der krummen, buckeligen, vielfach auskeilenden, bankförmigen

Absonderung (Bankung). Der Verlauf der Klüftung wird durch die folgende kleine Abbildung veranschaulicht. Man sieht: Hier, wie am West- und Nordgehänge des Berges herrscht eine Nord- (bis NNO) und eine Ost-Klüftung. Untergeordnet treten hier und anderwärts auch andere Richtungen auf. Die Nordklüftung (seltener die Ostklüftung) wiegen aber vor; sie zerschneiden die Gesteine zu Systemen steil aufgestellter Platten und scharfer, meist rhombischer Säulen. Die Abstürze der Málgola und des Mulat erhalten hierdurch ihr charakteristisches Gepräge.

Fig. 4.



Ausser dieser scharfen, geradflächigen Klüftung beobachtet man aber hier auch eine buckelige und auskeilende (also mit Klüftung nicht zu verwechselnde) Bankung der Syenitmassen. Diese Bankung, welche ich in anderen Aufsätzen besprochen, und welche durch die ursprüngliche Ergussbewegung des Gesteinsteiges bedingt ist, fällt hier flach, bald gegen Nord, bald gegen Nordwest, bald gegen Nordost, im Allgemeinen also thalwärts.

Ausser den verschiedenen Klüftungen, welche diese Bankung durchsetzen, müssen wir hier auch noch das Auftreten von dünnen flächigen Feldspathäderchen erwähnen. Diese blattförmigen Ausscheidungen oder Ausfüllungsmassen hängen, wie die Untersuchung zeigt, mit keiner der vorherrschenden Klüftungen zusammen; sie sind auch nicht als Schlierengänge aufzufassen, weil sie sich ziemlich gut vom Wandgestein lösen.

Sie scheinen auch mit der ursprünglichen Ablagerung der Eruptivmassen auf den ersten Blick gar nicht zusammenzuhängen, da sie in allen möglichen Richtungen und mit verschiedenen Winkeln durch die Bankung setzen. Eine Prüfung von etwa 20 einschlägigen Fällen hat aber gezeigt, dass diese Blätter (Schnürchen) allerdings mit der buckelförmigen Anordnung der Ergussmassen in einem gesetzmässigen Zusammenhange stehen dürften. Das Streichen dieser Blätter coincidirt nämlich fast immer mit dem Streichen der Bankung, deren Fallen aber ist entgegengesetzt. Fällt die Bankung flach gegen Nord, so fällt das die Bänke durchsetzende Blatt steil gegen Süd; fällt die Bank flach gegen West, so fällt das Blatt steil in Ost[1]).

Der Schluss liegt nahe, dass diese Blätter durch Zerreissungen verursacht wurden, welche während der Ausbreitung und Aufkuppung der Eruptivmassen in dem erstarrenden Breie entstanden. Nur diese Annahme kann den Zusammenhang zwischen dem Streichen und Fallen der Bankung und der Blätter erklären.

Wir verlassen dieses Gebiet und steigen an zu dem grossen Marmorbruche (10 in der Karte), welcher am Wege gegen den Höhepunkt der Málgola, oberhalb des vorhin beschriebenen kleineren Marmorbruches (9) liegt. Wir sehen zu Eingang des Bruches einen breiten NO streichenden Syenitgang, höher oben im Bruche einen ONO streichenden schmalen Aphanitgang. In der Nähe beider Massen ist der

---

[1]) Ausserdem kommen, wenn auch seltener, Blätter vor, welche senkrecht gegen diese gesetzmässige Richtung verlaufen.

Marmor von Silicatknauern durchsetzt. Wandern wir gegen Osten weiter, so überschreiten wir eine grössere, von Syenit beherrschte Fläche, dann treffen wir wieder auf einen Lappen von Sedimenten, dann wieder auf Syenit. Kreuzt man das Gehänge, so findet man, dass eine zerlappte Lage von Sedimenten auf den Syenitmassen der Málgola liegt. Diese Sedimente hängen mit jenen der Schrunden zusammen.

Wandert man weiter gegen Ost, so trifft man nahe dem Ende der Málgola in der Höhe zwischen 1250 und 1300 Meter wieder die Ausläufer der Sedimente: zuckerkörnigen Marmor, gebänderte Feldspathsandsteine etc. An der letzten Schrunde (7*a* in der Karte) sieht man trefflich die concordante Auflagerung dieser Massen auf einem Syenitbuckel. Zwei Gänge jüngerer, porphyrischer Gesteine setzen durch die Kalkbänke.

Weiter hinab gegen das Ostende der Málgola senken sich die Sedimente mit geringem Falle (30 bis 20 Grad NO) thalwärts.

Verfolgt man nun die Grenze zwischen diesen bankigen Kalken und Feldspathsandsteinen einerseits, und den gegen Süden herrschenden Werfener Schichten, so findet man, dass die ersteren im Westen der Málgola in einer Breite von 400 bis 500 Meter anstehen, im Gebiete der Schrunden aber eine Breite von 800 Meter (Horizontalprojection) einnehmen.

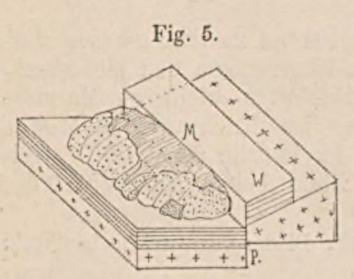
Im Osten der Málgola wird der Streifen immer schmaler, wie die Karte zeigt. Die Grenze gegen die Werfener Schichten stellt, soweit die in dem Waide- und Buschwaldgrunde umherliegenden Gesteine einen Schluss gestatten, eine ziemlich gerade Linie dar.

Die Sedimente überkleiden, wie schon wiederholt betont, die Syenitmassen, und fallen mit ihnen thalwärts. Die letzteren herrschen bis in's Thal, hinter ihnen aber gegen Süden stehen vom Thal bis zum Gipfel der Málgola Werfener Schichten an. Diese liegen concordant auf den Grödner Sandsteinen, diese auf den Porphyren — das ganze System aber fällt flach gegen Nord.

Diese Lagerungsverhältnisse und die gerade Abgränzung der Syenit- und jüngeren Sedimentmassen gegen die Werfener Schichten lässt wohl kaum eine andere Deutung zu, als dass eine ONO-Verwerfung zwischen Syenit und Werfener Schichten durchsetzt. Der nördliche Verwerfungsflügel ist in die Tiefe gesunken, auf der Spalte ist Syenit aufgedrungen er hat sich in loco aufgekuppt und nordwärts ausgebreitet. Ueber ihm haben sich Sedimente abgelagert, sie wurden von jüngeren Syenit- und Porphyrmassen durchbrochen.

Das ist das Bild, welches wir durch die Zusammenstellung der beobachteten Thatsachen erhalten.

Fig. 5.



Das beistehende Bild stellt die Verhältnisse der Málgola, wie man sie etwa von Canzocoli aus sieht, schematisch dar. *P* ist die grosse ONO streichende Verwerfung, welche durch Porphyr (*P*) und Werfener Schichten (*W*) setzt. Auf dieser Verwerfung sind die Syenitmassen

emporgedrungen, sie haben sich aufgestaut und gegen Nord (im Bilde gegen links) ausgebreitet. Kleine Kreuze und krumme Striche bezeichnen den Syenit. Die durch enge Straffage angedeutete Muschelkalkdecke (*M*) liegt über dem Syenit. Zwei Flankenergüsse sind eingezeichnet: In der Mitte der Porphyr- und Syeniterguss 5 bis 7 unserer Karte, im Vordergrunde der kleine Aphaniterguss vom *NW*-Eck der Málgola.

Nachdem ich so die Hauptmasse des Syenites tektonisch charakterisirt, lenke ich nochmals die Aufmerksamkeit auf die überlagernden Sedimente und jüngeren Flankenergüsse.

Wir haben gesehen, wie die Ströme in den oberen Theilen des Gehänges dünn sind, auch wenig mächtig bleiben, so lange sie auf den steilen Abhängen ruhen; in dem Masse aber, wie sie gegen die Ebene, gegen die Basis des Massenergusses herabkommen, verdicken und verflachen sie sich. Das ist eine Erscheinung, welche man auch an iedem Vulkane unserer Zeit beobachten kann.

Auffallender ist die von uns wiederholt festgestellte Thatsache, dass Eruptivmassen, welche in den oberen Theilen der Málgola mit porphyrischem, ja aphanitischem Habitus hervorbrechen, in dem Maasse, als sie sich thalwärts senken, krystallinischer werden. Aber auch diese Erscheinung erklärt sich, wenn man die damals herrschenden Verhältnisse in's Auge fasst. Das Meer stand zu jener Zeit eben hoch über der heutigen Thalsohle. Kamen nun in seichteren Gebieten, etwa in den oberen Gehängen der Málgola, Eruptivgebilde zur Förderung, so flossen sie natürlich über die Málgola-Gehänge gegen die Tiefen. Oben blieben nur wenig mächtige Massen haften, unten häufte und staute sich aber alles; oben herrschte ein geringer, in der Tiefe aber ein bedeutender Druck. Diesen Bedingungen entsprechend erstarrten die höheren Massen (unter übrigens gleichen Verhältnissen) mehr in der Art der Laven, die tieferen aber erstarrten langsamer und hielten einen grossen Theil der imprägnirenden Liquida zurück; dem entsprechend erhielten sie eine vollkrystallinische (granitische) Textur.

Wir haben ferner gesehen, wie die Sedimente im Contacte local durch das hervorbrechende Eruptivgestein stark verschoben und in sich aufgelockert wurden.

Diese Erscheinungen, sowie der lokal eigenthümliche Habitus der Sedimente (Feldspathsandsteine) erklären sich, wenn man annimmt, dass die besagten Sedimente sich eben zu jener Zeit bildeten, als auch die jüngeren Flankenergüsse zur Förderung kamen.

Damals waren die Sedimente schichtenweise wohl schon ziemlich hart; dazwischen aber lagen noch weiche, vielleicht schlammige Schichten. Wurde das System in diesem Zustande dislocirt und gestaut, so zerbrachen die harten Schichten zu Schollen und diese gaben den biegsamen schlammigen Massen die beschriebene Fluctuations-Structur.

Schliesslich verweise ich abermals auf den eigenthümlichen petrographischen Charakter der tieferen Schichten im Gebiete der Málgola: Sie erscheinen zum Theile als aus Feldspathtrümmern und Glimmer zusammengekittete graue Sandsteine (Feldspathsandsteine). Schichtenweise ist das Material sehr zart; man hat dann einen graugrünen Aphanit (*Pietra verde*) vor sich. Diese Erscheinungen erklären

sich jetzt: Die Syeniteruptionen haben eben auch Tuffmassen geliefert (Syenittuffe) und diese haben den Sedimenten den erwähnten Typus gegeben. Mit anderen Worten: Die Schichten haben im Gebiete der Málgola z. T. den Charakter von Tuffsandstein angenommen. [1])

Anhangsweise erwähne ich das Vorkommen von Quarzporphyrblöcken auf der Málgola. Der ganze Gipfel und die oberen Gehänge des Berges sind mit Wiesen und Waide überzogen; kein anstehendes Gestein wird sichtbar, wohl aber fallen zahlreiche grosse abgerundete Blöcke eines schwärzlich braunen Gesteines auf. Es ist durchgehends Quarzporphyr.

Die Blöcke treten insbesondere an dem flachen Ost- und Nordgehänge — weniger an dem steilen Westgehänge — in einer Höhe von 1500 bis 1600 Meter in ungeheuren Schwärmen auf. Zu tausenden liegen sie im Buschwald und in den Wiesen; ihre Dimensionen sind meist bedeutend; Blöcke von mehreren Kubikmetern Inhalt sind nicht selten, doch trifft man deren auch von 10, ja 20 Kubikmeter.

Weiter hinab gegen das Thal werden die Blöcke im selben Maasse, wie die Böschung zunimmt, immer seltener. Diese Erscheinung erklärt sich, wenn man vom Gipfel der Málgola gegen Süden und Osten schaut. Da ragen die gewaltigen Quarzporphyrberge überall weit über den Horizont der Málgola auf. Manche erreichen die Höhe von 2000, ja 2500 Meter. Es ist begreiflich, dass zur Zeit, da die Alpen tief vergletschert waren, ganze Schwärme jener Gesteinsblöcke auf dem Rücken der Firn- und Eisströme thalwärts getragen wurden. Die Berggehänge, welche das Gletscherbett einfriedeten, nahmen die Seitenmoränen auf und später, als die Gletscher abschmolzen und zurückgingen, blieb das ganze Blockgewimmel auf den Gehängen liegen. Waren die Gehänge flach, so hatten die Blöcke für lange Zeiten Ruhe, während sie von den steilen Gehängen durch die Erosion bald entfernt wurden.

Diese Thatsachen finden ihre Ergänzung, wenn man die Südostgehänge des Mulat begeht; auch da findet man viele grosse Porphyrblöcke bis zu einer Höhe von 600 Meter über dem Thale (1600 Meter über der See).

Wir bekommen durch Zusammenfügung dieser Momente das folgende Bild:

Die Málgola war zu jener Zeit von Gletschern umfluthet, zeitweilig auch überdeckt. Zwei Gletscherströme kamen aus dem Süden vom Coltorond her, sie flossen an der Ost- und Westflanke der Málgola vorbei und mündeten dann in den riesigen Travignologletscher, welcher von den Firnen des Cimon della Palla stammend, das ganze Thal bis Predazzo mindestens 600 Meter tief überfluthete. —

Die Westseite des Mulat.

Von den nördlichen Häusern Predazzo's führt eine Strasse auf den gegen Nord vorliegenden steinigen Waideberg (37 in der Karte). Es ist diess der westlichste Ausläufer der Granitmassen des Mulat.

[1]) Viele Lagen des Muschelkalkes bei der Boscampobrücke weisen makroskopisch und mikroskopisch dasselbe Bild auf.

Wir steigen an. In einer Höhe von 30 Meter über der Thalsohle treffen wir am westlichen Gehänge des besagten Berges eine ausgezeichnete Bankung. Die Bänke fallen im Mittel mit 30, local auch mit 50 Grad gegen Nord. Zwischen dieser Stelle und dem Gipfel des Berges können wir nun viele einschlägige Beobachtungen machen.

Die Bänke sind buckelig; da schwellen sie an, dort keilen sie aus; hier sind es mächtige schicht- oder linsenförmige Massen, dort tritt die bankförmige Absonderung so reichlich auf, dass das Gestein buckelig geplattet erscheint u. s. f.

In der Höhe von 100 Meter über dem Thale beobachtet man ein buckeliges Fallen von 50 bis 15 Grad gegen Nord, am Gipfel (200 M. über der Ebene) fällt die Bankung 40 bis 60 Grad NNO. u. s. f.[1]). Deutlich tritt dies Gebiet im Relief hervor, indem hier das Gehänge des Berges eine flache Terrasse aufweist.

Die Deutung der beobachteten Verhältnisse scheint mir nicht schwer:

Es liegt hier eben der eine Flügel eines Buckels vor uns. Der Gegenflügel, welcher sich ehedem hinaus und hinab gegen das Thal von Predazzo gewölbt haben muss, ist erodirt. Seinerzeit, da er noch bestand, war das Thal durch ihn wohl mindestens bis zur absoluten Höhe von 1100 Metern abgesperrt.

Wir setzen den Weg längs des Gehänges des Mulat — auf der Grenze zwischen Granit und Melaphyr (von 37 gegen 38) fort. Nach 5 Minuten treffen wir nahe dem Wege etwa in der Höhe von 1250 M. einen flachen Buckel mit 5 bis 10, höchstens 20 Grad SW. bis W. Fallen. Weiterhin dreht sich das Fallen nach Nord und der Winkel nimmt bis 40 und 50 Grade zu. Wir haben hier also einen mächtigen thalwärts fallenden Granitbuckel überschritten.

Bisher ist der Weg gegen Norden gegangen, nun biegt er gegen Süd um und führt hinauf bis zum einsamen Waldhaus, welches gerade oberhalb Predazzo in 1350 Meter Höhe steht. Die Wegbiegung liegt im Gebiete eines Granitbuckels, welcher flach N. bis NW. und W. fällt.[2]) Bisher und auch weiterhin gegen Norden ist die Grenze zwischen dem Granit und dem überlagernden Melaphyr durch eine Stufe oder Terrasse im Gehänge markirt. Diese Stufe hebt und senkt sich je nach der Gestalt und Mächtigkeit der einzelnen Granitbuckel.

Im Allgemeinen tritt nur eine solche Stufe im Relief der Granitgehänge hervor; im Gebiete des ersterwähnten Waideberges aber springt noch eine zweite Terrasse in's Auge. Es ist diess nämlich jene kleine Fläche, auf welcher (in der Höhe von 1350 Meter) das kleine Waldhaus steht. Dort oben fällt die Bankung flach gegen das Avisiothal.

Ob die obere mit der unteren Granitmasse zusammenhängt, oder einen selbstständigen Erguss darstellt, ist nicht zu entscheiden. Ich möchte aber meinen, dass die obere Masse nur einen höheren Buckel

[1]) Eine scharfe Nord bis NNW. streichende Klüftung zerschneidet die so gebankten Massen.

[2]) Hier tritt die sonst gemeine Nordklüftung zurück und die Westklüftung herrscht dafür.

ein und desselben Massenergusses darstellt, weil die Gesteine identisch sind.

Die Granitmassen erreichen an dem erwähnten Punkte ihre äusserliche Endschaft, indem hier die überlagernden Melaphyrströme in langem Zuge hinab bis nach Predazzo reichen. Offenbar sind hier (wie in den Euganeen) die jüngeren Strommassen über die geneigte Fläche der alten Ergüsse hinabgeglitten; denn sie stellen nicht, wie anderwärts continuirliche Decken dar, sondern sind in Schollen und Trümmerhalden aufgelöst.

Wir kehren von diesem südlichen Abschlusse zurück und wandern wieder nordwärts längs der Grenze zwischen Granit und Melaphyr, in der Richtung gegen 38 (der Karte). Nach der oben erwähnten Wegbiegung steigt man noch einige Zeit flach bergan, dann senkt sich die Gesteinsgrenze mit 20 Grad, bis sie — nach etwa 2 Kilometern — das Avisiothal erreicht. Fort und fort zeigen sich flache Wiesen, Terrassen und Vorsprünge, welche der oberen Grenze der Granitbuckel entsprechen. Von dieser Grenze aus abwärts sieht man überall die massigen, röthlichen Granitblöcke aus dem mit Waide und Gestrüpp überkleideten Gehänge hervorragen; über den Terrassen aber erblickt man in Wald und Schrunden die Halden von dunklem scharfklüftigem Melaphyr. Sie kommen herab von jenen mächtigen Stromsystemen, welche die Hauptmasse des Mulat bilden.

Nachdem man über mehrere prägnante Granitbuckel mit flacher Bankung hinabgeschritten, kommt man zu jenem Punkte, an welchem, wie die Karte ausweist, die verrutschenden Melaphyrströme bis in's Thal hinabreichen.

Der letzte grosse Granitbuckel zeigt eine Bankung, welche steil, mit 30, ja 40 Grad gegen West bis Nordwest (also gegen das Avisiothal) fällt.

Nachdem man die verrutschte Melaphyrmasse überschritten, steht man auf Syenit (39).

Diess Gestein steigt hier gemach bis zu der Höhe von 1350 Meter (300 Meter über der Thalsohle) an. Der Gipfel stellt eine flache Kuppe dar, deren Plattung auf der Nordwestseite gegen Nordwest, auf der Südwestseite aber gegen Südwest fällt. Also auch hier ist die Kuppe des Reliefes bedingt durch die ursprüngliche Anordnung der Eruptivmassen[1]).

Oberhalb Mezzavalle erheben sich die Syenitmassen (40 der Karte) bis nahezu 1500 Meter (450 Meter über die Thalsohle) dann aber senkt sich die Grenze rasch thalwärts. Wenige Minuten oberhalb Mezzavalle kommen die überlagernden Melaphyrmassen herab bis zum Avisio und beherrschen von da an gegen Nord die ganzen Gehänge des Mulat.

An den Gehängen der Syenitmassen, welche bis Mezzavalle hinabreichen, beobachtet man mehrfach ein Fallen von 20 bis 30 Grad gegen das Thal (meist NW. oder W.).

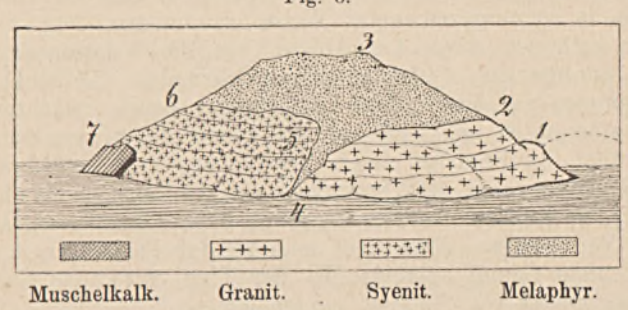
---

[1]) Nur in den obersten Partien dieser Kuppen beobachtet man mitunter auch ein Einfallen der Plattung gegen den Berg — ein Anzeichen, dass die Aussenseite der Kuppe abgestürzt und erodirt ist.

Bei Mezzavalle liegt eine bis zu 100 Meter über die Thalsohle hinaufreichende Scholle von Muschelkalk, welche sich mit 40 bis 50 Grad westlichem Fallen an die Syenitmassen concordant anlegt. Eine mächtige Schrunde hat die Scholle durchrissen; in ihrem oberen Theile sieht man den Contact zwischen dem Syenit und dem auflagernden plattigen Muschelkalk gut entblösst.

Vom jenseitigen Gehänge aus überblickt man die bisher geschilderten Lagerungsverhältnisse trefflich. In der beistehenden Figur 6 ist

Fig. 6.



1. der erstbeschriebene Waideberg, jene Granitkuppe, welche thalwärts abgestürzt und in der angedeuteten Weise zu ergänzen ist. Bei 2 trifft man den oberen Granitkopf mit dem einsamen Waldhaus.

Von hier aus bis zum Gipfel des Mulat (3) hält der Melaphyr an. Dieser senkt sich bei 4 bis ins Thal. Bei 5 die beschriebene hohe Syenitkuppe; der Syenit steigt weiter bis 1500 Meter an (6) und senkt sich dann endgiltig herab ins Thal. Hier bei Mezzavalle (7) liegt der Muschelkalk auf dem Syenit — offenbar ein Relict einer ehemals viel allgemeineren Sedimentbedeckung.

Die Südseite des Mulat.

Verfolgt man die Strasse, welche von Predazzo ostwärts nach Paneveggio führt, so sieht man zu seiner Linken, an den felsigen und von Schrunden durchrissenen Gehängen des Mulat eine Reihe schöner Aufschlüsse (zwischen 37 und 11). Nachdem man etwa 10 Minuten gegangen, gewahrt man eine Gruppe von Felsen, welche recht ausgezeichnet das Phänomen der Bankung illustrirt. Die Bänke fallen mit 30 bis 40 Grad gegen Süd, dann stellen sie sich local bis zu 50 Grad SW. auf, weiterhin verlaufen sie wieder scheinbar horizontal, in der That aber fallen sie zumeist flach gegen das Thal ein. Die Aufschlüsse sind so continuirlich, dass man die welligen Uebergänge vom flachen zum steilen und dann wieder zum flachen Fallen mit einem Blicke übersehen kann. Ausser der Bankung fällt auch eine ausgezeichnete zwischen Nord und NNW. streichende, senkrechte Zerklüftung der Granitmassen auf.

Wie in Platten und Mauern erscheint der ganze Berg zerschnitten. Bis hoch hinauf in die Gehänge kann man diese imposante Erschei-

nung verfolgen. An zwei Stellen sieht man auch zwischen den rothen Klüftungsplatten der Granitmassen eine schwarzgrüne Platte eingeschaltet — das sind Gänge der jüngeren (Wengener) Eruptivgesteine. Viele Nordklüfte müssen damals in dieser Gegend aufgeklafft sein. Sie eröffneten dem Magma neue Wege; aus ihnen drangen die basischen Porphyre und Aphanite empor [1]).

Wandern wir weiter, so sehen wir immer neue Bilder dieser Art; die Bankung tritt fast überall auf, örtlich erscheint der Granit sogar dünn geplattet. Die Klüftung hingegen tritt offenbar strichweise auf, nur an gewissen Stellen wurde die Erdkruste durch die Spannungsdifferenzen in so ausgezeichneter Weise zerschnitten.

Wir verlassen diese Aufschlüsse, um die höheren Gehänge des Mulat zu untersuchen. Zwei gewaltige Schrunden (15 und 16 in der Karte) kommen auf dieser Seite des Berges herab, mächtige Schutthalden laufen unten in's Thal aus. Ich nenne die grosse Schrunde 15, welche näher an Predazzo liegt, schlechtweg die Westschrunde; die nächste Schrunde aber (16) bezeichne ich als Ostschrunde.

Auf dem Rücken, welcher zwischen beiden liegt (11), steigen wir nun an. Von weitem schon sieht man an der Färbung des Gesteines, dass hier nicht Granit ansteht. In der That wird das Gehänge des Mulat weit hinauf von Syenit eingenommen.

Weisser Feldspath neben dunklem Glimmer und Hornblende herrscht in der grossen Mehrzahl der Blöcke. Daneben trifft man aber auch rothen Feldspath; partienweise wiegt dieser sogar vor; wo diess der Fall ist, glaubt man von Ferne, den gemeinen Mulat-Granit vor sich zu haben. Trümmerhalden halten bis zur Höhe von 250 Meter über die Thalsohle (1250 über dem Meere) an. Dann folgt längs der ganzen, zwischen den zwei grossen Schrunden eingeschlossenen Flanke des Berges ein kuppiger Felsabsturz. Hier steht der Syenit an. Flache Bankung ist überall trefflich zu beobachten. Die Bänke fallen in SO., S. und SW., meist also gegen das Thal heraus; local fallen sie auch flach gegen den Berg. Eine scharfe NNO.-Klüftung tritt häufig hervor. Mehrere Schlierengänge eines hellröthlichgrauen, feinkörnigen, bis aphanitischen Syenites (Orthoklasporphyr) setzen in der gleichen Richtung in dem grobkörnigen Syenit auf.

Am östlichen Ende der besagten Syenitabstürze sieht man auch, wie in verschiedenen Bänken der weisse oder der rothe Feldspath vorwaltet, wie also das Magma schichtweise ungleich gemischt und zusammengesetzt war. So geartet ist die Syenitmasse, welche hier die Flanke zwischen den zwei grossen Schrunden beherrscht.

In einer Meereshöhe von 1550 M. schneidet der Syenit ab und wir treten auf einen sehr kleinkörnigen rothen Granit mit kleisterartig verschwommenen Quarzpartien.

Beim weiteren Aufstieg wird das Korn immer deutlicher und wir schreiten fort bis in die Höhe von 1600 Meter über normalen Mulat-Granit. Da sieht man beiderseits hinab in weite wilde Schrunden oder besser in mächtige fast vegetationslose Erosionskessel, welche aus der Vereinigung vieler tiefer Schrunden entstanden. Steile Wände

[1]) Vergl. v. Mojsisovics Karte von Südtirol.

stürzen ringsum nieder, gigantische rothe Mauern und Zinnen — die Reste der zerklüfteten Granitmassen ragen auf; dazwischen rieseln die rothen Schutt- und Blockhalden steil hinab und hinaus bis in's Thal. Ueber diesem Bilde folgen dunkle kuppige, von spärlicher Waide und wenig Waldbäumen übergrünte Höhen; dort herrscht der sog. „Melaphyr". Er schüttet seine Trümmerhalden durch die Schrunden und Risse herab in die grossen Erosionskessel des Granitgebietes. Da sieht man die schwarzgrauen Schweife von Melaphyrtrümmern hinabwandern über die rothen Granithalden.

So imposant und malerisch dies Gebiet ist, ebenso ergiebig ist es auch für den Geologen.

Gar grossartig wird der Ueberblick, wenn man auf dem Rücken zwischen der West- und der Ostschrunde aufsteigt. Je weiter man hinaufkommt, desto näher kommen die beiden grossen Schrundengebiete einander; zuletzt bleibt nur mehr ein schmaler unzerstörter Rücken zwischen beiden.

Da blickt man nun rechts und links hinab in die grossartigen Zerstörungsgebiete. Prächtig sieht man an vielen Stellen die Bankung; noch ausgezeichneter tritt eine scharfe Nordklüftung hervor. Sie erleichtert der Erosion ihr Werk; leicht können so ganze Streifen herausgebrochen werden aus dem Ganzen; wilde Mauern und Pfeiler bleiben zum Schlusse übrig; sie theilen und umzwingen das Schrundengebiet. Manche dieser Mauern möchte man wohl für mächtige Granitgänge halten; wir werden aber später sehen, dass der Verlauf der Bankung und der Lagerschlieren eine solche Deutung nicht erlaubt.

Und noch vor einer zweiten trügerischen Beobachtung und Deutung muss man sich hüten: Blickt man nämlich auf jene Partien des Gebietes, wo der Granit und die basischen Ergüsse des Mulat aneinanderstossen, so glaubt man deutlich, eine Auflagerung der letzteren zu sehen; schaut man genauer, so fällt allerdings ein stufenförmiges Absetzen am Contacte auf — man denkt an Verwerfungen — aber all' das ist trügerisch; die Verhältnisse sind viel complicirter und weichen von allem, was bisher über Contact bekannt ist, wesentlich ab. Ich verschiebe die Besprechung dieser merkwürdigen Beziehungen, bis der Leser mit den allgemeinen Beziehungen der Eruptivmassen besser vertraut sein wird.

Wir schliessen also hier unsere Partie ab und steigen durch die westliche Schrunde (15) ab. Die Bankung des Granites wirft weite Buckel; in Stufen rücken diese wie die Wellen eines Wasserfalles immer tieferem Niveau zu; sie führen hinab bis in's Thal.

Bei 1450 Meter treffen wir wieder den kleinkörnigen Granit mit den verschwommenen Quarzen; bei 1300 aber erst kommt der Syenit — welcher vorhin am Rücken bei 1500 angestanden — in die Schrunde herab.

Hier sieht man — was bisher unentschieden geblieben — dass der Syenit auf dem Granit aufliegt und in gleichem Sinne mit dem Berggehänge thalwärts sich senkt. Da die Masse auf einem ostwestlichen Striche auf dem Rücken der Granitmassen beginnt, liegt die Vermuthung nahe, dass hier eine Ost-West-Spalte

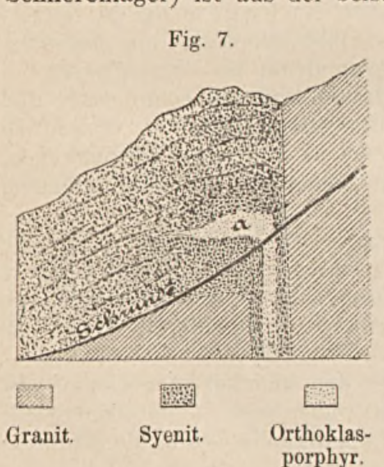
besteht, aus der die Syenitmassen hervorbrachen. Von hier an flossen sie den Abhang hinab bis ins Thal.

Der Syenit tritt also hier als Flankeneruption und als Ueberguss über den Granitmassen auf[1]. Wie jene Zunge des Mulatgranites, welche bis zur Málgola hinüberreichte, von den dortigen Syenitmassen überdeckt wurde, so hat auch hier der Syenit den älteren Granit überlagert.

Da wir ähnlichen Erscheinungen in der Folge mehrfach begegnen werden, ist es hier wohl am Platze, den Leser vorgreifend aufmerksam zu machen, dass zwei Typen von Flankenergüssen zu unterscheiden sind, und dass man unter gewissen Umständen aus der Form des Stromes auf den Verlauf des Eruptionsganges schliessen kann: Wenn nämlich an einem steilen Gehänge eine Eruptionsspalte entsteht, deren Verlauf mit dem Fallen des Abhanges harmonirt, so muss der Strom (Anfangs wenigstens) als schmaler Streifen im Sinne des Gehänges abfliessen. Kommt jedoch eine Eruptivmasse aus einer Spalte, welche längs des Gehänges hinläuft (also mit dem Streichen des Abhanges harmonirt), so kann der Erguss begreiflicher Weise von allem Anfange an, so breit hervorbrechen, als die Eruptionsspalte lang ist. In diesem Falle wird uns die Richtung der Spalte durch die Richtung des Stromwulstes, welcher am Gehänge als flache Terrasse hervortritt, verrathen. —

Steigt man in der Ostschrunde auf, so trifft man einen kleinen Syenitdiorit-Erguss (12).[2] Es ist ein feinkörniges, glimmerreiches Gestein, welches hier einen Buckel wirft[3]) und dann über das Granitgehänge als Strom hinabwandert. Die Bankung dieser Masse und eine eingeschaltete, fast nur aus röthlichem Orthoklas (*a*) bestehende Bank (ein Schlierenlager) ist aus der beistehenden Figur 7 ersichtlich. Auch sieht man, wie in der Tiefe ein (mit dem röthlichen Orthoklasschliere fest verwachsener Gang aufsteigt und sich mit den übrigen Massen vereinigt. Die Eruptivmassen dürften also wohl etwa so in die Tiefe setzen, wie die Figur andeutet.

Fig. 7.



Endlich sieht man aus dem Bilde noch eines: Die Syenitmassen schneiden an den älteren Granitmassen senkrecht ab. Wie bei dem Málgolastrom (Schrunde 7) hat also auch hier sich die thalwärts gelegene Seite der Verwerfung gesenkt. Verfolgt man den oberen Verlauf der Syenitmasse, so findet man, dass er auch auf die andere Seite der Ostschrunde hinübersetzt, und dass die obere Grenze in einer geraden Linie NO. bis ONO, verläuft. (Vgl. d. Karte.)

[1]) Baron Richthofen hat derartige Verhältnisse bei jüngeren Masseneruptionen mehrfach beobachtet.

[2]) Zum Theil Monzonit.

[3]) Dieser Buckel reicht 200 M. über die Thalsohle.

Steigt man von der Schrunde und der jenseitigen Fortsetzung unseres kleinen Syenitergusses 10 Minuten gegen NO. aufwärts, so trifft man wieder normalen mittelkörnigen glimmerreichen grauen Syenit (13)[1].

Folgt man dem Steige, welcher von der Schrunde aus schief gegen NO. aufsteigt, so trifft man hier einen merkwürdigen Aufschluss: Plötzlich tritt man nämlich auf rothes körniges Feldspathgestein, welches dem Mulatgranit gleicht, in der Regel aber gar keinen Quarz führt[2].

Man überzeugt sich bald, dass diess die Unterlage der Syenitmasse ist, dass das ganze Gehänge ursprünglich von diesem rothen Syenitgranit beherrscht wurde, und dass die grauen Syenitmassen (13) einem späteren, über die Flanke abgeflossenen Strome angehören. Dieser Strom wurde local erodirt und nun sieht man in der Lücke den liegenden rothen Syenitgranit anstehen.

Wo diese Partie durch den Steig geschnitten wird, sieht man das folgende Verhältniss: Zwei flache Klüfte setzen durch beide Gesteinsmassen; längs dieser Flächen wurden die Massen verschoben. Mehrere feinkörnige Gänge eines rothen Orthoklasgesteines setzen durch den hangenden grauen Syenit. Die Grenzfläche zwischen dem hangenden grauen und dem liegenden rothen Syenit fällt im Sinne des Gehänges gegen das Thal; beide Gesteine sind im Contact bald scharf von einander abgesondert, bald aber innig verschweisst und miteinander verwachsen.

Steigen wir weiter am Gehänge aufwärts gegen den Felskamm, so sieht man in einem breiten Wasserrisse eine Wiederholung derselben Erscheinung; örtlich tritt eine vollständige Verschlierung beider Gesteinsarten ein. Der Felskamm selbst besteht aus sehr grobkörnigem Syenit mit rothem und weissem Feldspath[3]; er stellt einen Wulst vor und entspricht der Gehängespalte, aus welcher der Syenit ursprünglich hervorbrach.

Wir kehren zu der Betrachtung der erwähnten Verschweissung zurück; das ist eine Erscheinung, welche alle Aufmerksamkeit verdient. Fliesst ein Lavastrom über einen älteren Erguss, so beobachtet man doch in der Regel eine scharfe Trennung; bewegt sich aber ein Strom, welcher schlierenweise verschieden zusammengesetzt ist, so verschwimmen alle Schlieren ineinander und eine scharfe Abtrennung der verschiedenen Massen kann nicht Platz greifen. Wie konnte im vorliegenden Falle eine Combination von Verschweissung einerseits und scharfer Trennung andererseits stattfinden?

Ich glaube die Ausbildung derartiger Contactbeziehungen kann in zweierlei Art gedacht werden: Entweder der ältere Erguss war äusserlich noch zum Theile weich, als die jüngeren Massen darüber flossen oder er war doch noch so heiss, dass nach erfolgter Ueberdeckung eine Durchwärmung und partielle Wiedererweichung der Erstarrungskruste stattfinden konnte. Unter

---

[1]) Zum Theil Syenitdiorit, welcher örtlich auch in Monzonit übergeht.

[2]) Ob man solchen quarzlosen Granit schlechtweg Syenit nennen darf, auch wenn dunkler Glimmer und Hornblende fast gänzlich fehlen, scheint mir zweifelhaft.

[3]) Oertliche Uebergänge in Granit.

darartigen Umständen konnte allerdings local bald eine Verschweissung, ja Verschlierung, bald aber nur eine innige Anschmiegung der zwei Strommassen platzgreifen. Wir werden in der Folge auf derartige Verhältnisse und deren Deutung zurückkommen.

Soviel über das Südgehänge des Mulat. Wir haben gesehen, dass die Granitmassen hier den Sockel des Berges bilden, und dass es massige Ergüsse sind, welche gegen das Thal in weiten Buckeln vorrücken.

Nachdem die Granitmassen (oberflächlich) erstarrt waren, brachen Spalten in der Flanke der Granitergüsse auf und mächtige Syenitströme (11, 12, 13) flossen über die Gehänge der älteren Granite herab bis in's Thal.

Die Ostflanke des Mulat.

Setzen wir unseren Weg gegen Ost und Nord fort, so treffen wir die Ströme 14 bis 24, welche ich nun beschreibe.

Der Strom 14 besteht aus einem hässlich zerklüfteten und bröckeligen schmutzig braun angelaufenen Feldspathgestein. Seiner Hauptmasse nach ist es Feldspathporphyr, bez. Aphanit. Grüne Körnchen von Liebenerit (umgewandeltem Nephelin) trifft man häufig. Partienweise tritt rother Orthoklas ein. Untersucht man die Beziehung der an Liebenerit reichen Stellen zur weiteren Umgebung, so findet man, dass die Gesteinsmassen immer durch Uebergänge mit einander verbunden sind, dass eben örtlich ein und der andere Gemengtheil vor-, bez. zurücktritt; der ganze Strom ist schlierig.

Wir haben es also mit einem Feldspathmagma zu thun, welches örtlich Nephelin führte.

Manche Schliere macht auf den ersten Blick, besonders wenn man nur einen kleinen Aufschluss vor sich hat, den Eindruck eines Ganges; sieht man aber genauer zu, so findet man erstens, dass die vorliegende Masse in die Umgebung übergeht und verfliesst, zweitens, dass sie nicht geradflächig verläuft, sondern einen Theil eines mehr oder minder steil im Sinne des Stromes niedersinkenden Buckels darstellt. Zwei derartige, faltige Schlierenmassen sind an der Fahrstrasse selbst entblösst; ausserdem sieht man von der Strasse aus einen Schlierengang aufgeschlossen, das ist eine Gangmasse, welche mit dem umgebenden Gesteine fest verwachsen und durch Uebergänge verbunden ist.

Steigt man am Gehänge auf, so findet man, dass über dem Strome 14 (ebenso wie über dem breiten Syenitstrome 13) ein flaches Wiesengehänge auf weite Strecke anhält. Die flachen Terrassen entsprechen offenbar dem Wulste, welcher durch das Hervorquellen der Eruptivmassen an der Bergflanke entstanden. Trefflich treten diese Flankenwulste im landschaftlichen Bilde hervor, welches man geniesst, wenn man von der Málgola herüberschaut. Beide Ströme sind unzweifelhaft auf Längsspalten, welche in dem älteren Gebirge entstanden, hervorgebrochen.

Bei 18 trifft man normalen grossklotzigen Syenit; das Gestein ist reichlich von grossen dunklen Glimmertafeln durchsetzt. Ueber

diesem Strome, zwischen 19 und 20, steht feinkörniger dunkler Syenit an. Darauf folgen die prächtigen Ströme 19, 20, 21. Das Gestein dieser Ergüsse ist der Hauptmasse nach ein splittrig bröckeliger schmutzig grau und braun angelaufener Feldspath-Aphanit (bez. Porphyr).

In haushohen steilen Wülsten kommt der Erguss 20 hoch vom Gehänge herab.

Wenig breitet sich der zähe Steinbrei aus, er wirft nur hohe Buckel mit steil abstürzenden Stromflanken und endigt in gleicher Weise abrupt mit einer dicken hochkuppigen Stromstirn. Der Erguss theilt sich beim Vorwärtsgehen in Arme; tiefe wilde Schluchten klaffen zwischen ihnen. Scharf modellirt und öd schaut das ganze Gebilde aus, als wären erst wenige Jahrhunderte seit seinem zu Tagbrechen verflossen.

Der Ursprung der Ströme 19, 20, 21 (in der Höhe von 1800, bez. 1600) wird durch flache Wiesenterrassen markirt; trefflich überblickt man diese Stromterrasse (Wulst) und die ganze Form der Ergüsse von den gegenüberliegenden Gehängen des Viesena. Da glaubt man wohl nicht einen triassischen Strom vor sich zu haben, vielmehr wird man erinnert an jene Bilder tertiärer steilwulstiger und sich gabelnder Trachytströme, welche uns Hartung und Reiss in ihren Reisewerken mittheilen.

Der Strom 21, dessen Ursprung (über 1600 m.) gleichfalls durch eine flache Wiesenterrasse gekennzeichnet ist, gleicht in Bezug auf Gestaltung und Zusammensetzung im Allgemeinen dem Strome 20, doch zeichnet er sich durch eine grössere Mannigfaltigkeit der Mischung aus. Orthoklas waltet im Allgemeinen vor, doch tritt daneben auch Plagioklas in wechselnder Menge auf, Hornblende kommt in einzelnen Schlieren zur Herrschaft, während in anderen neben Orthoklas Liebenerit (umgewandelter Nephelin) auftritt.

Das Korn des Ergusses wechselt gleichfalls; neben der aphanitischen und kleinporphyrischen trifft man sehr häufig grossporphyrische Ausbildung. Das Feldspathgestein hat dann einen glänzend frischen splitternden Bruch und weist wasserklare Feldspathe auf.

Man hält diese Gesteine unwillkürlich für äusserst junge Producte; kein Unterschied besteht zwischen ihnen und vielen Trachyten.

Es folgt, so weit man aus den in den Waidegründen umherliegenden Blöcken schliessen kann, ein Augitporphyrstrom (22) und dann treffen wir wieder auf Ergüsse, welche in Bezug auf Gestalt und Gesteinbeschaffenheit mit den eben geschilderten Strömen 20, 21 übereinstimmen.

Prächtig tritt der gewaltige Erguss 23 hervor. Beiderseits des Viesenabaches gehen steile Wiesen in einem Zuge hinauf bis zu den Bergrücken; dünner Wald und Buschwerk unterbrechen da und dort die Monotonie der Gehänge. Vor uns aber stehen zu beiden Seiten des Baches steilwandige hell ziegelrothe Gesteinsmassen. Sie treten knapp bis zum Bache vor und bilden eine kurze öde Klamm.

Untersucht man den inneren Bau dieser Gebilde, so findet man bald, dass man es mit einem Strome zu thun hat, welcher hoch an den Gehängen des Mulat entspringt und über das Bachthal

hinüberreicht. Der Bach hat das Felsthor durchgerissen und so herrliche Aufschlüsse geschaffen.

In der Mitte wirft der Strom einen hohen mächtigen Rücken, seitlich breitet er sich flach aus. Da — etwa 100 Schritt, bevor man das Felsthor betritt — sieht man gerade am Wege eine jener schönen Breccien, deren Entstehung Suess treffend durch das Ueberrollen halberstarrter Lavaströme erklärt. Bei diesem Processe werden die Trümmer der Erstarrungskruste mit den inneren noch weichen Theilen des Stromes verknetet, auch kann der Erguss alles lose Material des Bodens, über den er rollt, umhüllen und mitschleppen. Die Breccie, welche so gebildet wird, kann natürlich äusserst mannigfaltig sein.

In der Breccie, welche sich an der Basis des Stromes 23 ausgebildet, sieht man grüngraue und hellrothe Brocken, Stückchen, Fetzen und Pätzlein wirr durcheinander gemischt und eingebettet in einem Gesteinsbrei, welcher bald der einen, bald der anderen Art der Bruchstücke ähnelt, im Allgemeinen aber kleinkörnig bis aphanitisch und hellgrau ist. Die Bruchstücke grenzen sich theils scharf gegen den Gesteinsbrei ab, bald aber verfliessen die Grenzen; man sieht, ein Theil der Brocken war schon ganz starr, ein anderer aber noch theilweise weich und schweissbar.

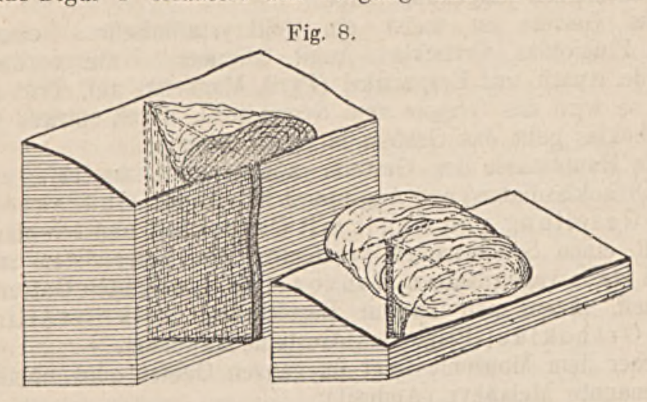
Die durcheinander gekneteten Gesteinsarten sind vorherrschend rother Feldspathporphyr (und Aphanit), Monzonit und Melaphyr. Auch kleinkörniger Granit und Diabas kommen als Endglieder in diesem mannigfaltigen Ergusse vor.

Tritt man in das Felsthor selbst ein, so sieht man an der Ostseite eine brennrothe gangförmige Masse im grauen Gefels aufsteigen. Beide Gesteine sind durch Uebergänge mit einander verbunden, mit anderen Worten: das rothe Gestein bildet einen Schlierengang im grauen. Auf der Westseite wiederholt sich dieselbe Erscheinung, doch ist hier der Wechsel des Gesteins etwas mannigfaltiger; beiderseits ein zwischen Syenitporphyr und Syenit schwankendes Gestein; darin setzt ein ganzes System von graurothen und hellrothen Schlierengängen auf. Alle streichen zwischen OSO und SO.

Blickt man in die Höhe und begeht man die steilen Gehänge dieses merkwürdigen Stromes, so sieht man, wie diese rothen gangförmig aufsteigenden Schlierenmassen sich gegen oben ausbreiten, immer aber seitlich und im Hangenden vom grauen Gestein gedeckt bleiben. Diese Erscheinung wiederholt sich, wenn wir über den Stromrücken gegen den Ursprung des Stromes aufsteigen. Je höher wir aufsteigen, in desto höherem Niveau stehen die rothen innerhalb der grauen Massen ausgebreiteten Gesteinspartien an; auf dem östlichen Gehänge des Viesenabaches aber sind die rothen Massen herabgekommen bis in die Thalsohle. Wir sehen, der rothe Brei ist im grauen, solange dieser noch weich war, aufgestiegen, hat sich auch in ihm seitlich ausgebreitet und ist mit und in dem grauen Strome thalwärts gewandert. Wie die flüssige Lava in der um sie sich bildenden Erstarrungskruste (dem „Schlackenpanzer") sich ausbreitet und in und mit diesem Panzer vorwärts wandert — gerade, so ist auch der rothe Brei mit und im grauen

Strome thalwärts vorgerückt. Der graue Strom stammt aus einem SO streichenden Gange; in eben diesem Gange sind die rothen Breimassen aufgestiegen und nachgerückt, sie sind bis in's weiche Innere des grauen Stromes als Schlierengänge emporgedrungen und dann haben sie sich in der erwähnten Weise seitlich und thalwärts ausgebreitet. Die beistehende Figur 8 erläutert den Vorgang und die räumlichen Bezie-

Fig. 8.



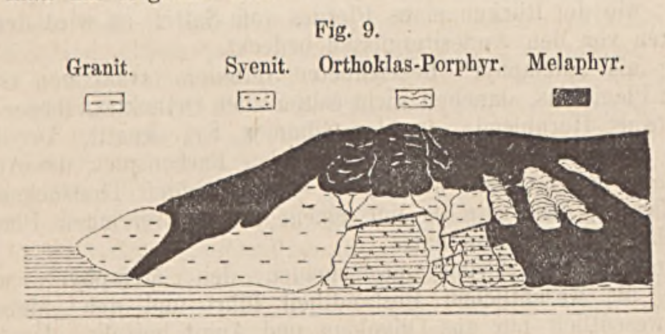
hungen. Wir sehen da einen derartigen Strom sammt dem Gange, aus welchem die Massen entstiegen, in Stücke zerschnitten. Nur das Anfangs- und das Endstück habe ich in der ursprünglichen Lage dargestellt, die zwischenliegenden Partien aber sind beseitigt.

Hierdurch sind wir in die Lage versetzt, die Gestalt und die innere Structur zu überblicken.

Die gesammten Verhältnisse der Süd- und Südost-Seite des Mulat überblickt man trefflich von der Malgola und vom Viesena aus. Da erhält man das folgende Bild:

Fig. 9.

Granit. Syenit. Orthoklas-Porphyr. Melaphyr.



Granit bildet die Grundmasse; aus den Flanken dieses Ergusses sind die breiten schematisch markirten Syenitströme abgeflossen, Orthoklasporphyr- und Melaphyr-Ströme überkleiden die älteren Ergussmassen.

Gipfelmassen des Mulats.

Ueber den Granit 16, über den Porphyrströmen 19, 20 und über dem Syenit 40 treffen wir mächtige Massen eines vollkrystallinischen

Gesteines, welches bis zum Gipfel des Berges anhält. Die kahlen Südgehänge des Mulat (33) bieten reiche Aufschlüsse. Man sieht das grobklotzige Gestein an vielen Stellen trefflich gebankt und regelmässig fallen die Bänke im Sinne des Gehänges. Der Verfolg dieser Erscheinung führt zu der Ansicht, dass der Monzonit als Erguss sich über den Granitmassen aufgekuppt habe.

Das Gestein ist meist ein vollkrystallinisches Gemenge von weissem Plagioklas, Orthoklas, Augit, Glimmer. Untergeordnet treten Horblende, Apatit und Erzpartikel (Pyrit, Magnetit) auf. Tritt der Augit zurück, so wird das Gestein zum Syenitdiorit, durch starkes Vortreten des Orthoklas geht das Gestein in Syenit über[1]).

Die Hauptmasse der Gesteine könnte man immerhin als Augitsyenit (Orthoklasdiabas) und Augitdiorit bezeichnen. Charakteristisch ist die Gesellung von Augit mit Orthoklas und ich glaube, dass sie wohl einen Sondernamen verdiente. Am passendsten scheint es mir, den etwas vagen Namen Monzonit zu einen guten Gattungsnamen zu machen, indem man ihn zur Bezeichnung der krystallinischen Augit-Orthoklas(-Plagioklas)-Gesteine anwendet. —

Ueber dem Monzonit folgt im ganzen Gebiete des oberen Mulat der sogenannte Melaphyr (Andesit).

Wie ich in der Karte angezeigt, bildet dieses Gestein mächtige Ströme, welche den Monzonit bedecken. Besonders schön ist der tectonische Charakter der Ströme 41 und 31 aufgeschlossen. Diese Massen sind 80 bis 120 Meter mächtig und etwa einen halben Kilometer breit. Die buckelige Bankung zeigt uns die Art und Richtung der Ergussbewegung an; man sieht, die Massen sind eben als Ströme über die Bergflanken hinabgeflossen. Dieselbe Erscheinung zeigt sich auch anderwärts.

Aus dem in der Richtung NO. sich erstreckenden Monzonitrücken sind die Andesitströme hervorgebrochen und nach allen Seiten niedergeflossen; wie der Rücken eines Pferdes vom Sattel, so wird der Monzonitrücken von den Andesitergüssen bedeckt.

Die als „Melaphyr" bezeichneten dunklen lavaartigen Gesteine enthalten Plagioklas, daneben nicht selten auch Orthoklas, ferner Augit, untergeordnet Hornblende, dunklen Glimmer, Erz, Apatit. Der Plagioklas hat zwischen den Nicols ein schwaches Farbenspiel; die Analysen geben einen hohen Kieselsäuregehalt — aus beiden Thatsachen kann man schliessen, dass man es mit einem kieselsäurereichen Plagioklas (meist Oligoklas) zu thun hat.

Man kann zwei Typen unterscheiden: den „Melaphyr", welcher Orthoklas als wesentlichen Bestandtheil führt und den „Melaphyr", welcher wesentlich nur aus Oligoklas und Augit besteht. Diese zwei Typen werden wohl passender bezeichnet als: Orthoklas-Andesit und Oligoklas-Andesit.

Ich betrachte den ersteren als einen zu Lava aufgelockerten[2]) Monzonit, den letzteren aber als Lava Aequivalent eines Oligoklas-Diabases. Olivin tritt in beiden Gesteinen selten auf.

---

[1]) Vgl. v. Rath: Monzoni. Z. d. G. G. 1875.

[2]) Die Auflockerung geht so weit, dass die basischen Gemengtheile local oft ganz geschmolzen sind.

Der Oligoklasandesit herrscht im Allgemeinen vor, während das Lava-Aequivalent des Monzonit nur örtlich, insbesondere an mehreren Punkten des Kammes in grösseren Massen ansteht. Hier (zwischen 30, 28, 27, 26) sieht man in den Lücken zwischen grösseren Andesitmassen den Monzonit anstehen, wie die Karte zeigt. Beachtet man nun die Beziehung der vollkrystallinischen Monzonite zu den schwarzen Andesiten (Laven), so findet man, dass beide an mehreren Stellen durch Uebergänge mit einander verbunden sind. Dieselbe Erscheinung beobachtet man an der Grenze von Monzonit und Andesit (33—35), nahe dem Strome 21 u. s. f.

Da nun der Andesit immer als Hangendes der Monzonitmassen auftritt, erscheint er in den betrachteten Fällen als Kruste des Monzonit. Diese Eruptivmassen, welche in geringer Meerestiefe zum Ergusse kamen, sind also zwar in ihren tieferen und inneren Theilen vollkrystallinisch erstarrt; in den oberen und äusseren Partien aber hat sich das Magma aufgelockert und ist als Lava erstarrt. Ueberdies sind, wie wir gesehen haben, auch bedeutende zu Lava aufgelockerte Massen am Kamm des Mulat hervorgebrochen und als Lavaströme über die Flanken abgeflossen. Die besagten Ströme sind alle ziemlich schmal, woraus wir schliessen können, dass sie auf Spalten aufgestiegen sind, welche quer durch den Mulatrücken aufsetzten. Diese Annahme wird unterstützt durch die Beobachtung, dass fast alle im Gebiete auftretenden Andesitgänge beiläufig in Nord streichen[1]). Die jüngeren Eruptivmassen sind also im Gegensatze zu den älteren auf Querspalten aufgestiegen.

Wir kehren nun nochmals zur Besprechung des Granit zurück, welcher an der Südseite des Mulat (15, 16, 17) ganz merkwürdige Verhältnisse aufweist, Verhältnisse, deren Verständniss uns erst jetzt, nachdem wir das ganze Gebiet analysirt, verständlich werden.

Zunächst fällt es auf, dass der Granit in seinen obersten Horizonten an vielen Stellen porphyrischen Habitus annimmt. Mitunter tritt der Quarz zurück und wir haben dann, wie die Karte zeigt, Feldspath-Porphyr vor uns. Einzelne Schlieren von Feldspathporphyr trifft man auch in den zwei grossen Schrunden im normalen Granit eingeschaltet; Liebenerit (d. i. metamorphosirter Nephelin) tritt da und dort als Gemengtheil auf. Noch höher im Gehänge (zwischen 31 und 32) sieht auch noch ein Stück prächtigen Quarzporphyres heraus. Wir sehen also, dass die Granitergüsse in den obersten Partien, wo ein geringer Wasserdruck über ihnen lastete, porphyrisch aufgelockert sind[2]) und dass in eben diesen Gebieten auch mehrfach Uebergang in basischeres Magma platzgreift.

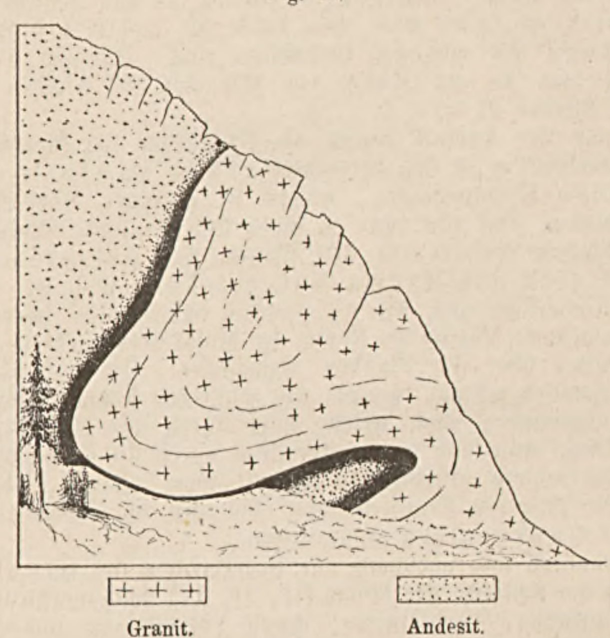
Ausserdem treten im besagten Gebiete ganz überraschende Wechselbeziehungen zwischen Granit und Andesit auf[3]). Die Aufschlüsse sind besonders in der Westschrunde grossartig.

Der Granit ist im ganzen Gebiete buckelig gebankt und wölbt sich gegen das Thal hinunter. Tiefe Risse gehen durch die Gesteins-

[1]) Vgl. Dölter's und von Mojsisovics' Karte.
[2]) Mojsisovics und Sigmund cit.
[3]) Nur Studer erwähnt die merkwürdige Verquickung beider Gesteine.

massen nieder; die dazwischen aufragenden Granitpfeiler und Mauern bieten die schönsten Profilaufschlüsse. Geht man im besagten Schrundengebiete von West gegen Ost, so erhält man die folgenden Aufschlüsse. Zunächst sieht man das beistehende Bild.

Fig. 10.



Die Granitgrenze fällt steil gegen Nord unter den Andesit ein, biegt sich dann aber wieder vor; ein Keil von Andesit ragt in den Granit. Der Andesit ist im Contact mit dem Granit zu einem bröckelig-klüftigen braunen Glas gefrittet[1]).

Die Contact-Frittung hält in den folgenden Schrunden, wie die Figur zeigt, an. Bei 17 in der Karte sieht man auch den Syenitdiorit (und Monzonit) im Contact mit dem Granit gefrittet. Der Granit fällt bei 17 mit etwa 30° unter den Monzonit ein.

Der Granit anderseits verliert im Contact häufig seinen Quarzgehalt und wird zu rothem Syenit oder Feldspathporphyr. Einzelne Schlieren dieser Art trifft man auch noch im anstossenden Andesitpechstein eingestreut.

Vom Rücken, welcher diesen Wasserriss von den folgenden Abtheilungen der Westschrunde (15) trennt, überblickt man nun die ganze Reihe der übrigen Kämme der besagten Schrunde. Hier sieht man überall ähnliche, nur noch verwickeltere Verhältnisse.

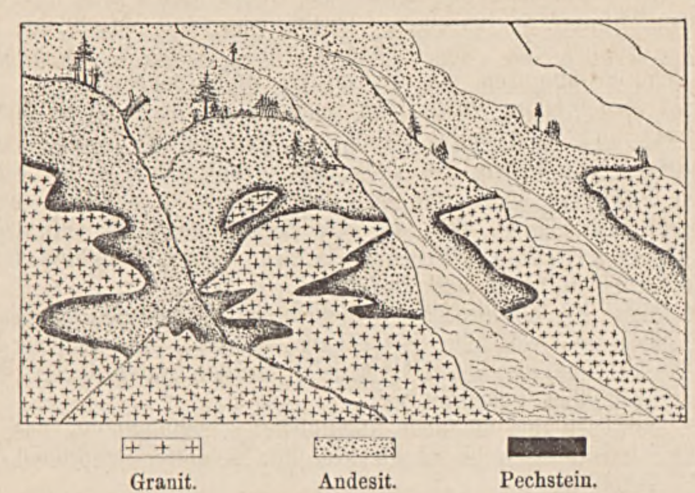
---

[1]) In der Figur habe ich diese Frittungszone schwarz gehalten.

Die beistehende Fig. 11 stellt die durch Begehung der einzelnen Theile festgestellten Beziehungen dar. In der dritten und vierten

Fig. 11.

West.  Ost.



Wand (von W. gegen O. gerechnet) sieht man Profile, während die Gesteinsmassen der ersten und zweiten Wand eine Vollansicht gewähren. Man sieht hieraus, dass die Granit- und Andesitmassen ineinandergreifen, wie die beiden Hälften eines Muschelschlosses. Denken wir uns die Schrunden weg und die einzelnen Gestaltungen ergänzt und miteinander in den Zusammenhang gebracht, in welchem sie standen, bevor die Erosion so tief eingegriffen, so erhalten wir das folgende Bild: Die Granit- und Andesitmassen haben lange faltige Wülste geworfen, mit welchen sie ineinander eingriffen, diese Wülste erstrecken sich parallel der Richtung des Mulatrückens.

Ueberdiess lehrt uns die Art der vorliegenden Formen, dass beide Gesteine plastisch waren, als die gegenseitige Einschmiegung vor sich ging.

Ich habe die besagte Erscheinung experimentell nachgeahmt: In einen Lehmrahmen, dessen Profil *ac* in der beistehenden Fig. 12 dargestellt ist, brachte ich eine Scheidewand *b* aus Lehm an. In den

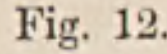
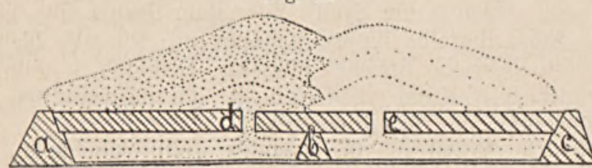


Fig. 12.



Raum *bc* goss ich weissen, in *ab* gefärbten Gyps. Nun wurde ein mit zwei Spalten (*d*, *e*) versehenes Brett aufgesetzt und abwechselnd gegen das eine und das andere Gypsbehältniss niedergedrückt. Die Ergüsse

näherten sich einander; durch stärkeren Druck auf *fd* wurde eine grössere Quantität dunklen Gypses hervorgepresst — in Folge dessen griff der dunkle Erguss in der Art, wie es die Figur zeigt, über den hellen Erguss. Dann wurde wieder heller Gyps ausgepresst; er überstülpte und überströmte den schwarzen Ergusslappen u. s. f., wie die punktirten Linien *fg* anzeigen. Gräbt man nun durch das Modell (Erosions-)Rinnen ein, oder schneidet man es durch, so erhält man eben solche Profilfiguren, wie wir sie am Mulat beobachtet.

Die vorgeführten Thatsachen zeigen uns, dass der Granit noch weich war und Nachschübe erfuhr zur Zeit der (Wengener) Andesit-Eruptionen. Nun wissen wir aber, dass Granit schon in der frühesten Zeit zur Förderung kam; um diese Thatsachen zu vereinen, sind wir gezwungen anzunehmen, dass die Graniteruptionen eben während einer sehr langen Zeit nicht erstarrten. Diese Annahme erscheint nicht unnatürlich, wenn man bedenkt:

1. dass die Granitergüsse mindestens 700 Meter mächtig sind;
2. dass sie von den gewaltigen Monzonit- und Andesit-Massen überdeckt (und also durchwärmt) wurden, wodurch der Wärmeverlust gegen oben gehemmt war;
3. beweisen uns die oben angeführten Erscheinungen, dass innerhalb der Granitmassen bis in die Zeit der Melaphyr-Eruptionen Nachschübe erfolgten.

Diese drei Momente haben nach meiner Ansicht bewirkt, dass die Granitmassen durch so lange Zeit plastisch blieben. —

Der Syenit von Vardabe.

Zehn Minuten nördlich von Predazzo kommt der Bach vom Satteljoch herab in das Avisiothal. Verfolgt man den Avisio noch eine Viertelstunde thalauf, so trifft man eine zweite Bachschlucht, welche von Nordwest herabführt. Der Bergausläufer, welcher zwischen beiden Bächen liegt, besteht seiner Hauptmasse nach aus Syenit. Wir wollen die Beziehung dieser Masse zur Umgebung untersuchen.

Zunächst fällt ein Streifen von Granit auf (bei 44 in der Karte), welcher im bezeichneten Gebiete als niedere Terrasse bis an die Fahrstrasse herantritt. Die Bankung dieser Massen fällt flach gegen den Berg. Ueber dieser niederen Stufe folgte die kuppig aufgebaute Syenitmasse. Offenbar ist der besagte Granitstreifen ein Ausläufer der Granitergüsse des Mulat, und allem Anscheine nach lagert auch hier, wie an der Málgola der Syenit über dem Granit. Die nun folgende Syenitmasse weist dieselbe innere Structur auf, wie alle bisher geschilderten. Dunkle basische Ströme jüngerer Gesteine — ein Melaphyr- und ein Augitporphyrstrom, bedecken in der dargestellten Weise den südlichen Ausläufer der Syenitmasse[1]).

Der östliche Vorsprung des Syenites stellt eine flache, gegen das Avisiothal abgebrochene Kuppe dar. Wenn man diese und die gegen-

---

[1]) Wenn man durch das Mühlenthal gegen das Satteljoch geht, sieht man diese ausgeichnet geplatteten Ströme wie eine Decke sich dem Syenit anschmiegen.

überliegende Syenitkuppe des Mulat im Geiste ergänzt, so sieht man, dass auch hier das Thal ehedem wohl mindestens 100 Meter über die heutige Sohle von den aneinanderstossenden Syenitmassen erfüllt gewesen sein muss.

Verfolgt man nun die nächste Schlucht, welche von Nordwest in das Avisiothal herabmündet, so sieht man schon von Ferne am südlichen Gehänge Werfener Schichten anstehen. Sie kommen von dem Wiesenplateau, welches sich nördlich an den Syenitberg anschliesst (45 in der Karte) und sinken herab bis in den Grund der Schlucht, wo sie unter den jüngeren basischen Strommassen der jenseitigen Berge verschwinden. Am Plateau liegen sie flach, an den Gehängen fallen sie zu oberst, 20 bis 40 Grad; weiter herab verflachen sie sich wieder.

In der Schrunde, welche von West gegen die Schlucht herabkommt, liegt die Grenze zwischen den Werfenern und dem Syenit.

Man kann sie bis zum Plateau verfolgen. Oben angelangt, schreitet man wieder über jüngere basische Ströme (46 in der Karte), welche westwärts bis in's Satteljoch-Thal hinabwandern. Jenseits dieser verrutschten Strommassen liegt der Syenit wieder zu Tage.

Die Werfener stehen beim Abstiege von 46 gegen West wieder an und fallen hier 30 bis 50° N. bis NW.; am Wege gegen das Satteljoch fallen sie entgegengesetzt. Mojsiosovics hat gezeigt, dass gerade durch das Satteljoch eine bedeutende Verwerfung setzt. Die Vardabe-Verwerfung hängt wohl mit der Satteljoch-Verwerfung zusammen. Nördlich von dieser Linie stehen alle Gebilde in hohem Horizonte an, während südlich von der Verwerfung alles um mehrere 100 M. gesunken ist. Im Senkungsgebiete sind hier wie an der Málgola mächtige Syenitmassen hervorgequollen.

Die Syenitmassen von Canzocoli.

Diese Ergüsse, deren innerer Bau den gleichen Charakter aufweist, wie die vorhergehenden, sollen mit wenig Worten geschildert werden. Der nördlichste Ausläufer (47) besteht aus normalem mittelkörnigem Syenit und Syenitdiorit bis in eine Höhe von 1300 Meter. Hier schliesst die Eruptivmasse mit einem flach vortretenden Kopfe ab. Unter dieser Kuppe hält bis in's Thal Gestrüppweide an; die überlagernden jüngeren Eruptivmassen (dunkle Porphyre und Andesite) aber sind — gerade wie am Mulat — von Wald überzogen. Weiter gegen Süden steigen die Syenitmassen höher auf; gegen Canzocoli hin aber senkt sich die obere Grenze dieser Gesteine wieder allmälig. In den oberen Horizonten trifft man reichlich grossblätterigen dunklen Glimmer.

Ueber diesem Ergusse liegt im Gebiete von Canzocoli eine zweite Masse von kleinkörnigem Syenit (z. T. Monzonit), welcher bis zum Horizonte von 1500 Meter anhält. Darüber liegen bis hinauf zum Kamm des Gebirges jüngere basische Massen, sie werden überdeckt von Wengener Kalk.

Wir wollen hier die Beziehungen dieser zwei jüngeren Gesteine in's Auge fassen:

Gehen wir in der Höhe von 1900 Meter vom Dosso Capello gegen Süden und durch die grosse Schrunde nach Canzocoli hinab, so können wir die Grenze zwischen den jüngeren Ergüssen und den auflagernden Kalken deutlich verfolgen. Ueberall sind die letzteren im Contacte zu zuckerkörnigem bis grobkrystallinischem Marmor veiwandelt. Manchmal sind die hangenden Kalke in einer Mächtigkeit von 10, ja 20 Meter in solcher Weise beeinflusst. Oft scheint die Metamorphose mehrere hundert Meter weit zu reichen; verfolgt man aber dann die Lagerungsverhältnisse genauer, so gewahrt man, dass man nicht eine so dicke Schichte, sondern nur eine Sedimentkruste, welche einen thalwärts fallenden Strombuckel überkleidet, überschritten hat. Wir können uns hiervon beim Niederstieg durch die grosse Schrunde überzeugen: Anfangs bleibt der Kalk immer auf der südlichen, das Eruptivgestein (Syenitporphyr, Melaphyr und Orthoklasporphyr) aber auf der nördlichen Seite der Schlucht.

In der Höhe von 1700 Meter aber kommt das letztere herüber, man sieht deutlich einen Buckel desselben unter den Kalk (mit 40° gegen Süd) einfallen. Begeht man nun dieses südliche Gehänge, so kann man sich leicht überzeugen, wie die Kalkmasse weit über den Kamm hinab und hinauf wie eine zerlappte buckelige Kruste das Eruptivgestein bedeckt. Schreitet man gegen Süden weiter, so sieht man bald wieder das Eruptivgestein mit entgegengesetztem Fallen auftauchen. Es beherrscht die nächste Schrunde, welche nach kurzem Verlaufe in die eben verlassene einmündet. An der angezeigten Stelle bilden die Kalke also eine kleine Mulde, welche den Raum zwischen zwei Buckeln des Ergusses ausfüllt. Geht man auf diesem zwischen beiden Schrunden hinablaufenden Kamme abwärts, so sieht man die Sedimente immer schmaler werden und endlich zungenförmig auskeilen.

Der ganze Lappen der Wengener Kalke, welcher hier über die Eruptivmassen herabgeht (und oben wie gesagt eine Mulde bildet) fällt mit etwa 30° im gleichen Sinne wie die Gehänge des Gebirges. Die Kalkmasse hat also hier in der That die gegen das Thal sich niederbuckelnden Eruptivmassen überwuchert und mit einer Kruste überkleidet; die ganze Kruste aber ist in Marmor verwandelt.

Der oben erwähnte Orthoklasporphyr, welcher das Liegende dieser Kalkzunge bildet, geht gegen Süd und Ost in Syenitporphyr und Andesit über; etwas unterhalb des unteren Endes der Kalkzunge tritt in seinem Hangenden (auf der Höhe des Kammes) ein unregelmässiges Butzenlager von Vesuvian auf. Diese Contactmassen erreichen stellenweise die Mächtigkeit von 3 Meter; starke Schutthalden des Contactminerales rieseln herab bis in die von uns verlassene Schlucht. Gehen wir in der Schrunde, welche südlich von der Schlucht verläuft und in die letztere einmündet, aufwärts, so bleiben wir lange Zeit im Andesit[1]).

Auf dem südlichen Gehänge der Schrunde macht derselbe dem Kalk erst auf einer Höhe von 1850 Meter Platz. Von diesem Orte, wo man schönen Marmor bricht, geht die Grenzlinie zwischen Eruptiv-

[1]) Local herrscht auch feinkörniger Syenit.

gesteinen und Kalk in gleicher Linie mit dem Falle des Gehänges hinab bis Canzocoli, bis dorthin hält der Marmor an. Einige Andesit- und junge Syenitgänge setzen im Mamor auf.

Wir kehren nun in unsere Schlucht zurück. Beim Abstiege durch dieselbe treffen wir in der Höhe von etwa 1500 Meter feinkörnigen Syenit; etwas tiefer kommen wir auf einen guten breiten Steig, welcher hier längs des Gehänges hinführt. Folgen wir diesem Steige und steigen wir über den Rücken, welcher die Nordseite der Schlucht bildet, nieder, so treffen wir grossblumigen Glimmersyenit, dessen Lagen in gleichem Sinne mit dem Gehänge (20 bis 30 Grad Ost) fallen. Bald darauf folgt normaler Syenit. Wir finden also hier dieselbe Reihenfolge der Gesteinsvarietäten, welche wir zu Anfang unseres Ausfluges constatirt.

Besuchen wir nun die südlichste Strecke der hier zu besprechenden Anhäufung von Eruptivmassen, so erhalten wir die folgenden ergänzenden Aufschlüsse:

Unterhalb Canzocoli und gegen Nord an die grossen Syenitberge anstossend, ragen wenig über der Thalsohle zwei kleine Hügel auffällig hervor. Sie bestehen aus Werfener und unterem Muschelkalk. Dicke massige Bänke wechseln mit dünnen Lagen eines Kalksandsteines. In den höheren Horizonten findet man auch aus Feldspath- und Glimmerfragmenten [1]) zusammengekittete Sedimente eingeschaltet, Gebilde, welche identisch sind mit jenen Feldspathsandsteinen und Syenittuffen (z. T. Monzonittuffen), welche wir an der Nordseite der Malgola kennen gelernt.

An dem Gehänge des nördlich gelegenen Hügels trifft man auf Syenit. Es ist dies eine Zunge jenes mittelkörnigen Gesteines, welches die Hauptmasse der Syenitberge dieses Gebietes bildet. Die Zunge ragt von Norden her in die Sedimente hinein; die letzteren schmiegen sich im Hangenden und im Liegenden concordant an. Gegen Nord schliessen sich an diesen Syenit unmittelbar die grossen vorhin erwähnten Syenitmassen an, während gegen Süd der Muschelkalk eine continuirliche Entwickelung gefunden hat. Ausgezeichnete Syenittuffe finden sich im Hangenden und Liegenden dieser Zunge dem Muschelkalke eingefügt und mit ihm durch Uebergänge verbunden.

Ueber dem unteren Muschelkalk folgt der obere Muschelkalk, welcher hier gegen die zwei besprochenen Hügel hin auskeilt, in der entgegengesetzten Richtung aber (gegen Süd) anschwillt. Die Grenzfläche dieses Kalkes fällt mit 30 bis 40 Grad gegen Nord.

Auf dieser Grenzfläche und auf den zwei Muschelkalkhügeln liegt ein massiges, aus den Elementen des Syenitesdiorites zusammengesetztes Gestein, über diesem aber liegen plattige Gesteine derselben Zusammensetzung; die Schichtung dieser Massen harmonirt mit der Muschelkalkunterlage.

Ueber diesen Gebilden liegt eine mächtige Masse kleinkörnigen, stellenweise porphyrischen Syenites (z. T. Monzonites). Bedeutend sind hier die Wirkungen der Syenitmassen auf den Muschelkalk. Dieser ist

[1]) Lagenweise tritt auch Augit ein (Monzonittuff).

auf eine grosse Strecke in Marmor verwandelt. Hier ist der berühmte Canzocoli.

Weiter entwickelt sich das ganze System von Sedimenten und Eruptivgebilden in der folgenden Art:

Vom oberen Muschelkalk an baut sich der ganze Complex der Sedimente continuirlich und homogen auf; bis zum Gipfel des Dosso Capello herrschen helle dolomitische Kalke. Die benachbarten Syenitmassen aber werden von jüngeren, porphyrischen Gebilden überlagert. Die letzteren breiten sich gegen oben anfangs aus und drängen den Kalk zurück; dann aber nimmt die Masse der sich übereinander häufenden Ströme ab, die Kalke rücken nach, überkleiden sie und überwuchern und überdecken schliesslich das ganze System von Eruptivmaterial.

Das beistehende Bild (Canzocoli vom Gehänge der Malgola aus gesehen) erläutert die mitgetheilten Lagerungsverhältnisse.

Fig. 13.

Wengener-Kalk Syenit. Tuff. Andesit.

Wir sehen da die zwei durch Kreuzchen bezeichneten Syenitmassen Der untere (ältere) Erguss greift bei *a* (Canzocoli) zwischen Werfener (Wf.) und Muschelkalk (M.) ein; der obere Erguss hat sich in die Mulde zwischen Wengener Kalk (*ac*) und unteren Syenit (*ab*) abgelagert. Darüber bauen sich auf der rechten Seite des Bildes mächtige Andesitmassen auf, während im Gebiete linker Hand die Wengener Kalke zu continuirlicher Entwicklung gelangen. Die Wengener Kalke überkleiden schliesslich die Andesitmassen; an einer Stelle (zwischen *cd*) reicht ein Lappen der Sedimentkruste weit über die Gehänge herab. Im Innern des Dosso Capello-Berges mag die Grenze der Andesite gegen die Wengener Kalke etwa in der durch die punktirte Linie *cd* angedeuteten Richtung verlaufen.

Die Verwerfungen und die grosse Senkung von Predazzo.

Wir wollen nun die Tektonik des ganzen Gebietes in's Auge fassen.

Mehrere Verwerfungen haben wir bereits kennen gelernt. Die Vardabe-Verwerfung verläuft gegen Ost, hinter ihr gegen Nord stehen die Werfener in hohem Niveau an, vor ihr aber (im Gebiete von Predazzo) sind sie in die Tiefe gesunken. Auf der Verwerfungsspalte ist Syenit aufgestiegen, er hat sich aufgestaut und seitlich ausgebreitet und so einen Theil des Senkungsfeldes ausgefüllt.

Im Süden unseres Gebietes verläuft die Málgola-Verwerfung in der Richtung ONO., hinter dieser Verwerfung — gegen Süd — stehen Porphyr, Grödener Sandstein und Werfener Schichten hoch an, während im nördlich vorliegenden Predazzaner Gebiete diese Gebilde in die Tiefe gesunken sind. Auch hier ist ein Theil des Senkungsfeldes durch Syenit, welcher auf der Verwerfung empordrang, aufgefüllt worden. Wir haben im Gebiete der Málgola ferner den Schlierengang 8 nachgewiesen; dieser entspricht offenbar einer mit der Hauptverwerfung parallel verlaufenden Nebenspalte. Der Flankenerguss, welcher in der Schrunde 7 so schön aufgeschlossen ist, kommt ebenfalls auf einer in der herrschenden Richtung verlaufenden Verwerfung empor. Der Andesit, welcher die Nordwestecke der Málgola einnimmt, ist gleichfalls auf eine Ostnordost-Spalte zurückzuführen. Endlich verlaufen mehrere Gänge zwischen 8 und 9 und bei 10 in der besagten Richtung.

Ausser diesen mit der Hauptverwerfung harmonirenden Spalten haben wir noch mehrere Gänge, welche quer gegen die herrschende Richtung verlaufen, erwähnt.

Die Verwerfungen des Mulatgebietes sind nicht minder klar angezeigt: Alle Ergüsse haben sich nach einer NO. verlaufenden Richtung angeordnet; es entstand so ein langer Massenerguss-Rücken. Aus den Flanken und vom Scheitel dieses Rückens kamen fortwährend neue Ergüsse; sie bedeckten die älteren Massen in der Weise, wie der Sattel den Rücken des Pferdes überkleidet. Aus dieser Anordnung der Ergüsse können wir nun zunächst schliessen, dass der Mulatrücken einer in NO. verlaufenden Haupteruptionsspalte entspricht. Ferner haben wir theils direct beobachtet, theils aus dem Verlaufe des oberen Stromwulstes erschlossen, dass die Flankenströme am Südgehänge des Mulat (11, 12, 13) gleichfalls auf ONO.-Spalten, welche im Gehänge der älteren Ergüsse aufbarsten, hervorbrachen.

Andere Ergüsse zeichnen sich dadurch aus, dass sie (wenigstens nahe dem Ursprunge) schmal sind; diese dürften also wohl aus Spalten stammen, deren Verlauf mit dem Fallen des Berggehänges harmonirt, mit anderen Worten, aus Spalten, welche quer gegen die Hauptspalten des Mulat verlaufen.

Ausserdem sind mehrere derartige Quergänge durch die Erosion aufgeschlossen: In den Granitergüssen, in den Strömen 13 und 14 und am Rücken des grossen Mulat trifft man deren [1]). Auch haben

---

[1]) Vergl. v. Mojsisovics' Karte von Südtirol.

wir in den Strömen 14 und 23 Schlierengänge beobachtet, welche quer gegen die Hauptspalte verlaufen.

Endlich haben wir noch die wichtige Viesena-Verwerfung zu besprechen.

Die Verhältnisse liegen hier folgendermassen: Die südöstliche Hälfte des Viesena-Gebietes besteht aus Grödener Sandstein, Werfener Schichten, Muschelkalk; die nordwestliche Hälfte hingegen ist aus der Fortsetzung jener Eruptivmassen, welche den Mulat bilden, aufgebaut.

Ueber beiden Massen liegt eine Decke von Wengener Kalk, welcher im Contact zu Marmor umgewandelt ist.

Die Deutung dieser Verhältnisse ist einfach: Eine Nordost-Verwerfung setzt durch das Viesena-Gebiet[1]; der südliche Flügel der Verwerfung ist in hohem Niveau stehen geblieben, der nördliche aber hat sich (um etwa 1000 Meter) gesenkt. Das Senkungsfeld wurde allmälig von Eruptivgebilden aufgefüllt[2], bis der Rand des stehen gebliebenen Verwerfungsflügels beiläufig erreicht war — dann wurden die älteren Sedimente einerseits und die jüngeren Eruptivmassen anderseits gleichmässig von jüngeren (Wengener) Sedimenten überdeckt.

Treffliche Einblicke in den Charakter dieser mächtigen Verwerfung gewinnt man, wenn man von Moena aus durch das Seitenthal gegen Ost (gegen den Monzoni und S. Pellegrin) wandert. Da trifft man zunächst im Thalgrunde Werfener Schichten, welche, wenn man von der Faltung derselben absieht, im Mittel mit etwa 30 oder 40 Grad gegen SO. (d. i. gegen die Viesena-Verwerfung) sich senken. Darüber folgen Muschelkalk und Wengener Eruptivmassen und Kalke, welche die ganze Senkung ausfüllen und bis zu den Spitzen der Berge anstehen.

Auf der südlichen Thalseite beobachtet man dieselben Verhältnisse. Die Werfener und der Muschelkalk sinken mit 20 bis 30 Grad unter die Thalsohle; es folgt ein schwacher Andesitstrom, darüber eine wenig mächtige Lage von Wengener Kalk, darüber eine wohl 10 bis 20 Meter mächtige Masse von dunklen Tuffen mit zahlreichen eingebackenen Kalkfragmenten. Darüber abermals ein basischer Strom und schliesslich die oberen Wengener Schichten, welche die Höhen des Viesena und Soracrep bilden. Diese Kalke sind im Contact in prächtigen, fein- bis grosskörnigen Marmor umgewandelt.[3]

Wir sehen also, dass der nördliche Verwerfungsflügel tief (etwa um 1000 Meter) gesunken ist.

Die gesenkte Partie neigt sich im Allgemeinen flach gegen die Verwerfung, in der Nähe der Spalte selbst tritt aber überdies eine auffallende Niederstülpung der Sedimente ein[4]. Die durch die

---

[1] Vergl. v. Mojsisovics' Karte. Die Viesena-Verwerfung trifft in ihrer Fortsetzung auf die Málgola-Spalte. Ob beide gesonderte Dislocationen oder ob sie eine gekrümmte Verwerfung darstellen, lässt sich nicht entscheiden.

[2] Die Analogie mit Málgola und Vardabe ist schlagend.

[3] Dieses Vorkommen ist meines Wissens noch unbekannt und technisch nicht verwerthet. Es würde sich wohl auch für den Mineralogen verlohnen, hier nach Contactmineralien zu suchen.

[4] Es ist dies eine Ausnahme. In der Regel ist der Rand des abgesunkenen Verwerfungsflügels aufgestülpt (geschleppt).

Verwerfung entstandene Senkung wurde in der Folge durch Eruptivmassen und Sedimente ausgeglichen, eine Erscheinung, welche wir schon bei Vardabe und Málgola beobachtet. Zum Schlusse der Abhandlung kommen wir auf diese Thatsache nochmals zu sprechen.

Es erübrigt jetzt nur, der vorliegenden Zusammenstellung noch einige Bemerkungen über die in unserer Gegend auftretende Klüftung hinzuzufügen. Wir haben erfahren, dass vor Allem eine ausgezeichnete Nordklüftung (untergeordnet nur eine Ostklüftung) alle Gesteine der Málgola und des westlichen Mulat zerschnitten hat. Diese Richtung harmonirt mit dem Verlaufe der Querspalten, auf welchen die jüngeren (Wengener) Eruptivmassen emporgedrungen sind [1]).

Es scheint also, dass die gebirgsbildende Bewegung in der jüngeren (Wengener) Zeit vorwaltend Nordklüfte schuf, während sie zur Zeit des Muschelkalkes hauptsächlich Ostnordost-Dislocationen bewirkte. Syenit und Granit drangen auf den älteren Ostnordost-Spalten, die jüngeren Porphyre und Andesite aber vorwaltend auf den Nordspalten empor.

Ferner ist beachtenswerth, dass die Querspalten durchaus nicht senkrecht zu den Hauptspalten verlaufen, sondern mit diesen einen Winkel von im Mittel 70 Graden einschliessen.

Endlich verdient die Beziehung der Nebenverwerfungen zu den Hauptdislocationen unsere Aufmerksamkeit:

In der Schrunde 7 der Málgola haben wir gesehen, dass die Eruptionsgänge parallel mit der Hauptverwerfung verlaufen und steil gegen sie einschiessen. In der Tiefe dürfte also wohl eine Vereinigung der Nebenspalten mit der Hauptspalte stattfinden [2]). Wir haben an derselben Stelle beobachtet, dass die Partien der Malgolamassen, welche zwischen der jungen Verwerfung und der Hauptspalte liegen, im höheren Niveau anstehen, während der gegen das Thal hinausschauende Theil der Málgola sich gesenkt hat. Das ist gewiss eine merkwürdige Erscheinung. Ich hätte aus zwei Ursachen gerade das Gegentheil erwartet. Erstens sinkt doch in der Regel jener Verwerfungsflügel, welcher auf dem Gegenflügel aufliegt, in die Tiefe — hier aber ist der auf der schiefen Verwerfung aufliegende (hangende) Flügel stehen geblieben — zweitens hätte ich a priori angenommen, dass die durch die Verwerfungen abgeklüfteten Gebirgsstücke in um so tieferes Niveau sinken müssten, je näher sie der Hauptspalte liegen. In dem beobachteten Falle liegen die Dinge aber eben verkehrt.

Wenn wir nun weiter Umschau halten, so finden wir noch mehrere derartige Fälle.

Der Andesit, welcher den Nordwestfuss der Málgola beherrscht, steigt hier nicht über die Oberfläche der alten Syenitergüsse auf, es brechen diese vielmehr plötzlich ab und von da an steht bis zum Fusse Andesit an. Ich kann mir diese Anordnung nicht anders erklären, als durch die Annahme, dass eben der vordere (gegen das Thal gerichtete) Flügel der Verwerfung gesunken ist; also auch hier wieder die

---

[1]) Vgl. v. Mojsisovics' Karte.

[2]) Diese Convergenz untergeordneter Spalten gegen die Hauptspalten hat Suess als eine häufige Erscheinung hervorgehoben.

Erscheinung, dass die von der Hauptspalte weiter entfernten Partien tiefer gesunken sind, als die näher an der Hauptverwerfung gelegenen.

Blicken wir dann hinüber in's Gebiet des Mulat, so sehen wir beim Flankenstrome 12 dieselbe Erscheinung wieder. Die Seite der Verwerfung, welche gegen das Thal liegt, ist tiefer gesunken, als jene, welche der Hauptspalte des Mulat benachbart ist. Bei anderen, auf Längsspalten hervorgebrochenen Strömen kann man gleichfalls die Ueberlegung pflegen, welche wir eben bezüglich des Málgolastromes vorgebracht. Kurz, es kommt ziemlich häufig vor, dass der von den Hauptspalten entfernte Flügel der Nebenverwerfung abgesunken ist. Vergleichen wir nun die Málgolaverwerfungen mit jenen des Mulat, so ergibt sich, dass gerade die Theile, welche zwischen beiden Hauptverwerfungen liegen, welche also dem Travigniolothale entsprechen, tiefer gesunken sind, als die übrigen Partien.

Wir sind nach Besprechung dieser einzelnen Erscheinungen vorbereitet, das ganze tectonische Bild der Umgebung von Predazzo zu betrachten. Wir wollen zunächst einige Längs- und Querschnitte durch unsere Gegend in's Auge fassen.

Ein Längsschnitt, durch die nordwestlichen Ausläufer unseres Gebietes gelegt, zeigt, wie die Werfener Schichten nahe Tesero nur etwa 500 Meter über der Thalsohle, also 1500 M. über dem Meere, anstehen. Durch das Satteljoch setzt, wie von Mojsisovics zeigt, eine mächtige Verwerfung. Im Norden von dieser Dislocation stehen die Werfener 500 M. höher an, als im südlichen Gebiete.

Wir sehen ferner, wie die Werfener Schichten gegen das Avisiothal herab sich senken. Im Gebiete von Vardabe stehen sie noch etwa 300 M. über der Thalsohle an; im Thal, welches von Moena nach Pellegrin führt, sehen wir sie gleichfalls allmälig sich senken und nahe der Viesena-Verwerfung unter den Thalboden tauchen. Im Norden, Osten und Westen unseres Gebietes stehen also die Werfener Schichten ziemlich hoch über dem Thalboden an, während sie im Gebiete von Predazzo überall unter die Thalsohle sinken. Das Senkungsgebiet umfasst die ganze Landschaft bis zum Viesena und bis zum Gipfel der Málgola. Da, hinter der gewaltigen Verwerfung von Viesena-Malgola stehen Porphyre und Werfener wieder hoch (mehr als 1000 M. über der Thalsohle) an. In dem so begrenzten Senkungsgebiete von Predazzo sind die Eruptivmassen auf einem Systeme von Spalten zur Förderung gekommen.

Die Syenit-Ergüsse von Vardabe und Málgola sind einseitig, während die Massen von Mulat und Canzocoli sich symmetrisch ausgebreitet. Ueber den letztgenannten Granit- und Syenitergüssen häuften sich Andesitergüsse an.

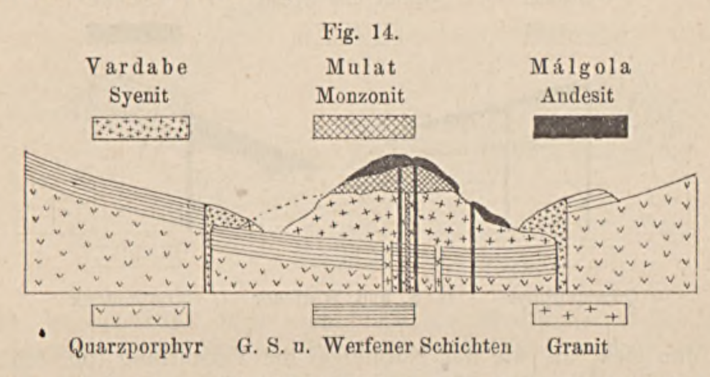
Auch im Gebiete des Dosso Capello (Canzocoli) treten bedeutende Massen von Wengener Eruptivgesteinen, und zwar in Verband mit gleichzeitigen Sedimenten auf. Wir haben gesehen, dass die Sedimente in den tieferen Horizonten zurücktreten, im selben Masse, als die Eruptivmassen sich ausbreiten. Noch während der Ablagerung der unteren Wengener Schichten schränken sich die Eruptivmassen wieder ein und werden schliesslich von den Sedi-

menten ganz zurückgedrängt und überwachsen. Wenn diese Massen auch derzeit in der Höhe noch ganz von Sedimenten überkleidet und nur an den Ostgehängen des Berges blossgelegt sind, so müssten wir im Profil doch eine mächtige linsenförmige Anhäufung von Ergüssen einzeichnen.

Bezüglich der Gänge habe ich zu bemerken, dass die älteren Massen auf ONO.-Spalten, die jüngeren aber vorwaltend auf Nordspalten aufstiegen. Wir werden demnach in jedem Längsprofil (ONO.-Profil) viele Andesitgänge und in jedem Querprofil Granit- und Syenitgänge antreffen [1]).

Das beistehende Profil, welches Vardabe, Mulat und Málgola quer durchschneidet, gibt das typischeste Bild von der Vertheilung der Eruptivmassen von Predazzo [2]).

Fig. 14.



Wir sehen da, wie der Porphyr mit den auflagernden Sandsteinen und Werfener Schichten beiderseits gegen das Senkungsfeld sanft einfällt. Zwischen der Vardabe- und der Málgola-Verwerfung ist das ganze Land gesunken. Auf den mittleren Spalten sind die Granit- und Syenitmassen des Mulat aufgequollen. Sie haben sich bis zur Höhe von 1500 oder 1600 Meter (also 500 bis 600 M. über die Thalsohle) aufgestaut und so einen Theil des Senkungsgebietes ausgefüllt. Zugleich haben sie sich seitlich bis über das Avisothal einerseits und das Travignolothal anderseits ausgebreitet.

Zugleich sind aus der Vardabe- und Málgolaspalte Syenitergüsse hervorgebrochen. Sie haben sich hoch aufgestaut und sind zugleich seitlich bis zu den beiden benannten Thälern vorgedrungen. So ist fast das ganze Senkungsgebiet durch granitische Massen bis an den Rand angefüllt worden.

Die Granite des Mulat wurden in der Folge von den jüngeren, meist syenitischen Flankenergüssen überströmt. In gleicher Weise brachen Flankenströme aus der älteren Syenitmasse der Málgola hervor — Muschelkalk lagerte sich dazwischen und darüber.

---

[1]) Längsgänge werden durch Längsschnitte, und Quergänge werden durch Querschnitte selten getroffen; wo sie aber geschnitten werden, erscheinen sie natürlich als breite Blätter.

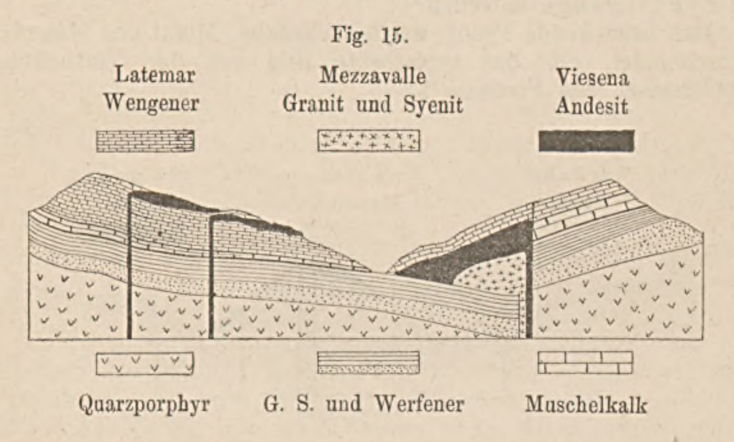
[2]) Die verwickelten Beziehungen zwischen Granit und Andesit wurden in diesem Profile ignorirt.

Die Eruptionen dauerten dann im Gebiete des Mulat (und in den westlichen und nördlichen Gegenden) auch während der Ablagerung der Wengener Schichten an.

Im Westen, Norden und Osten unseres Senkungsgebietes wucherte damals ein weiter Kranz von Kalkriffen empor; im Senkungsgebiete selbst aber quollen — *natürlich vom Meere bedeckt* — fort und fort die Eruptivmassen; da konnte keine organische Thätigkeit Platz greifen. —

Das folgende Profil ergänzt diese Vorstellungsreihe:

Fig. 15.



Man sieht da, wie der Nordflügel der Verwerfung (um etwa 1500 Meter) sinkt. Ueber den Muschelkalk lagern sich im nördlichen Gebiete des Latemar unmittelbar Wengener Schichten ab, während im Gebiete der Viesena-Verwerfung die Ströme basischer Gesteine empordringen. Sie füllen allmälig die Tiefen der Viesena-Verwerfung. Endlich haben die Eruptivmassen beiläufig den Rand des stehen gebliebenen Verwerfungsflügels (von Viesena) erreicht.

Da greifen die Wengener Sedimente, welche sich unterdessen am Viesena abgelagert, herüber und überkleiden auch die Eruptivmassen. So wird die gewaltige *Verwerfung zuerst durch Auffüllung und dann durch Ueberkleidung ausgeglichen und maskirt.*

Ueberblicken wir nun das ganze Senkungsgebiet (ohne Rücksicht auf die Eruptivmassen), so sehen wir, dass es aus einer südöstlichen, sehr flachen, und aus einer nordwestlichen, ziemlich tief gesenkten und ausgebauchten Halbmulde besteht. Beide Halbmulden stossen auf der Verwerfung Malgola-Viesena zusammen. *Wie zwei hohle Hände*, die man aneinander schliesst, um Wasser zu schöpfen, *so neigen sich beide Halbmulden gegen das zerspaltene zertrümmerte Senkungsgebiet von Predazzo.*

Ich habe, um diese Verhältnisse und die Beziehung der wichtigsten Eruptivmassen zur Viesena-Malgola-Verwerfung recht anschaulich zu machen, die wichtigste Partie des ganzen Gebietes in zwei Parallelstücken modellirt und führe hier beide vor.

Im ersten Bilde sind die räumlichen Verhältnisse zum Schlusse der Werfener Zeit dargestellt. Man sieht die Hauptverwerfungen, auch habe ich die wichtigsten Nebenspalten angezeigt; durch eine Punktirung und Kreuze ist die spätere Ausbreitung der Málgola- und Mulat-Ergüsse angedeutet.

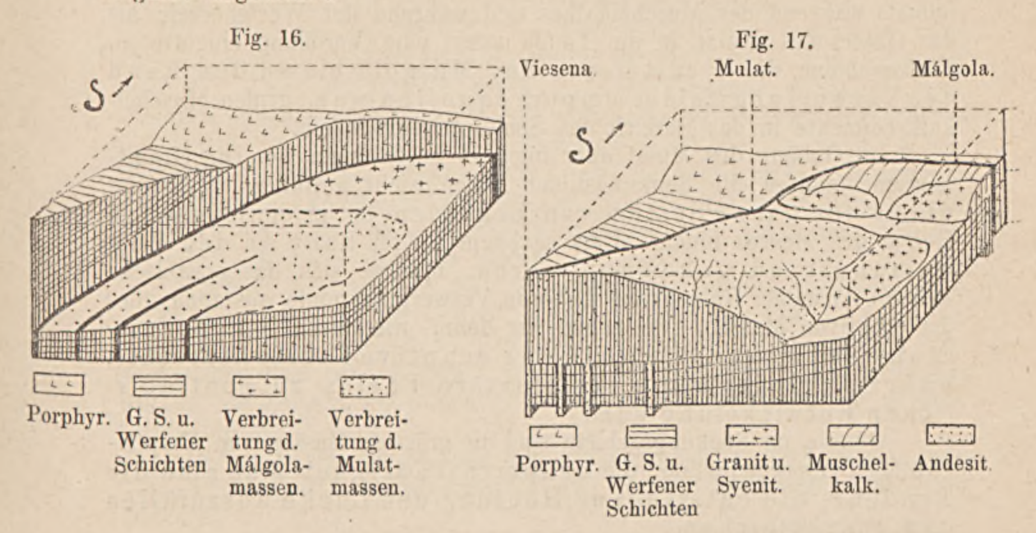


Fig. 16. Fig. 17.

Im zweiten Bilde sieht man, wie die Mulat- und Málgola-Eruptionen das Senkungsgebiet aufgefüllt haben. —

Wir wollen nun die berührten Eruptionen und ihre Beziehungen zu den Sedimenten näher in's Auge fassen:

Aus den zahlreichen, im ersten Modelle angedeuteten Spalten sind im Laufe der Zeit zuerst granitische, dann porphyrische und aphanitische Gesteine aufgequollen, sie haben das Senkungsgebiet grossentheils aufgefüllt und ausgeglichen. Die Sedimente, welche rings um das Senkungsgebiet zu einer continuirlichen Entwickelung gelangten, griffen schliesslich auch über die im Senkungsgebiete emporgequollenen Eruptivgebilde und überkleideten sie da und dort.

Ob es im Gebiete des Mulat je zu einer vollständigen Ueberwucherung kam, ist zweifelhaft; heute finden wir, wie die Karte zeigt, nur an einer Stelle ein Relikt von Muschelkalk (bei Mezzavalle). Mit Bestimmtheit können wir sagen, dass während der Ablagerung jener Ströme, welche heute noch unerodirt bestehen, keine Sedimente abgelagert wurden — sonst müssten wir ja die Sedimente als Einschaltungen zwischen den besagten Strömen antreffen.

Die erwähnte Erscheinung, dass die Bildung von Sedimenten in dem Senkungsgebiete lange Zeit vollständig aufhörte, dürfte sich wohl auf zwei Gründe zurückführen lassen. Erstens wird das fortwährende Emporquellen von Eruptivmassen und die hiermit verbundene Exhalation und Ausscheidung lebensfeindlicher Substanzen gewiss hinderlich gewirkt haben. Zweitens liegt wohl im Vorgang der Verwerfung und Senkung selbst ein vernichtender Moment: Die Organismen sind an gewisse Horizonte des Meeres gebunden, und gerade



in geringen Tiefen gedeiht das üppigste Leben. Tritt nun an irgend einer Stelle des vordem seichten Seebodens eine starke Senkung ein, so wird den meisten Organismen die Existenz unmöglich gemacht.

Das üppige Leben ist plötzlich in druckschwere, kalte, lichtlose Tiefen gerückt. Da stirbt es und kein Nachwuchs gedeiht So ist wohl damals während des Muschelkalkes und während der Werfenerzeit, als das Gebiet des Mulat in die Tiefen sank, eine Verödung eingetreten. Erst nachdem die Syenitmasse der Málgola bis an den Rand des Verwerfungsfeldes emporgequollen war, griffen Muschelkalksedimente in das Bereich des Senkungsgebietes ein.

Im Gebiete des Mulat aber blieb es noch lange öde. Die Granitmassen konnten die Senkungstiefen lange nicht auffüllen; spät erst wuchs das ganze System von Ergüssen bis in die lebensvollen Höhen des Meeres hinauf. Erst nachdem sie bis nahe an den Verwerfungsrand gekommen waren, breitete sich das organische Leben (Wengener Kalke) vom höheren Verwerfungsrande aus auch über die eruptiven Massen. So sehen wir denn, wie durch lange Zeiträume im Senkungsgebiete nur eruptive Facies herrschte, während ringsum die sedimentäre Facies zu continuirlicher Entwickelung kam.

Gerade im Senkungsgebiete sind die grössten Massen von Eruptivgesteinen emporgequollen; die eruptive Thätigkeit hat also die Tendenz, die entstandene Höhlung und Lücke auszufüllen und auszugleichen.

Dieses Bestreben ist merkwürdig und erinnert lebhaft an das Verhalten der organogenen Sedimente gegen Senkungen.

Es ist natürlich, dass die letzteren, da sie meist in seichter See sich bilden, niemals eine bedeutende Mächtigkeit erreichen können, wenn nicht der Boden sich senkt, oder das Meer steigt. Eine anhaltende Senkung des Bodens hat ein anhaltendes und ausgiebiges Wuchern der Organismen zur Folge und bald erreichen die Sedimente eine grosse Stärke. So hat denn die organische Thätigkeit das Bestreben, die durch Senkung entstandene Mulde oder Lücke auszugleichen. Und in gleicher Weise haben, wie wir gesehen, die Eruptivgebilde im Gebiete von Predazzo ausfüllend und nivellirend gewirkt.

Ein Unterschied besteht aber doch zwischen beiden Arten der Senkung: Im einem Falle ging die Senkung gewiss langsam, stetig oder doch in kleinen Rucken vor sich; im anderen Falle aber erfolgte, wie ich ausgeführt, wahrscheinlich gleich anfangs eine starke Senkung, welche die fernere Entwickelung organischen Lebens im Senkungsgebiete unmöglich machte.

Wir dürfen uns aber doch nicht vorstellen, als seien die Eruptionen von Predazzo von einer kataklismatischen Thätigkeit begleitet gewesen.

Die erste Bewegung mag immerhin stark gewesen und von einem heftigen Beben begleitet gewesen sein, später aber dauerten die Senkungen und Beben gewiss durch lange Zeit ruckweise an und erst zum Schlusse (?) der Wengener stellten sich jene räumlichen Beziehungen, welche wir heute beobachten, endgiltig fest. Das kann man aus dem Verhalten der Sedimente und Ströme im Gebiete des Viesena schliessen.



Da sehen wir, dass das wechsellagernde System von Wengener Schichten und Strömen steil gegen die Viesena-Verwerfung einfällt. Nun zeigt sich aber bei näherer Untersuchung, dass die Strommassen nicht aus Gängen gekommen sein können, welche westlich von den besagten Strömen am Gehänge der liegenden Wengener Schichten aufsetzen. Sie sind vielmehr von der Viesena-Verwerfung gegen Osten herübergeflossen. Da sie aber derzeit gerade entgegengesetzt fallen, muss die Schichtneigung, welche wir heute beobachten, secundär sein, d. i. nach Ablagerung der untersten Wengener Schichten platzgegriffen haben. Nun wissen wir aber ferner, dass die Wengener Schichten in einem Stück vom Viesena herübergreifen auf die jüngsten Eruptivmassen des Mulat. Daraus folgt, dass die beobachtete und abgebildete Senkung und Niederstülpung des Verwerfungsrandes allmälig und zwar in der Zeit zwischen der Ablagerung der untersten und der oberen Wengener Kalke sich vollzog. —

Endlich möchte ich die Aufmerksamkeit des Lesers auf den Zusammenhang zwischen Textur der Eruptivgesteine und Meerestiefe lenken. Ich habe in anderen Abhandlungen ausgesprochen, dass jene Ergüsse, welche in grosser Meerestiefe gefördert werden, die Liquida, mit denen sie ursprünglich durchtränkt sind, zurückhalten müssen.

Derartige Gebilde werden dem grossen Drucke entsprechend kein oder wenig Zerstäubungsmaterial (Tuff) liefern und vollkrystallinisch erstarren.

In seichter See hingegen wird nach meiner Ansicht die Tuffbildung eine grössere Rolle spielen und zugleich müssen die Eruptivmassen eine molekulare Auflockerung erleiden, mit anderen Worten, nach Art der Laven erstarren.

Diese Anschauung wird durch die Beobachtung der im Gebiete von Predazzo herrschenden Erscheinungen zum grossen Theile bestätigt; doch sind auch einige auffallende Ausnahmen zu verzeichnen.

Zunächst sehen wir, dass die in tiefer See erfolgten Ergüsse der Muschelkalkzeit vollkrystallinisch (als Granit, bez. Syenit) erstarrt sind; in den obersten Horizonten nähern sich diese Massen zum Theile den Porphyren, auch führen sie neben Flüssigkeitseinschlüssen da und dort Glaseinschlüsse [1]).

Ferner fehlen diesen Gebilden fast ausnahmslos die Tuffe. Nur wenig Tuffmaterial findet man im Gebiete von Canzocoli. Es folgen auf die Eruptivmassen jene Flankenströme der Málgola, welche mit den Muschelkalk-Sedimenten wechsellagern. Diese sind in den höheren Horizonten z. T. porphyrisch ausgebildet, während die mächtigen, gegen das Thal (gegen die ehemalige Meerestiefe) abgeflossenen Stromenden vollkrystallinische Textur angenommen haben. Wahrscheinlich gehören dieser Zeit auch viele jener vollkrystallinisch und porphyrisch erstarrten Flankenergüsse, welche die Süd- und Ostflanke des Mulat bedecken, an.

Zum Schlusse der erwähnten Periode war die Senkung bereits ziemlich mit eruptivem Material aufgefüllt. Die jüngeren Eruptionen

---

[1]) v. Mojsisovics, Sigmund.

gehören höheren Horizonten (den Wengener Schichten) und einem seichteren Meere an.

Sie erstarren in ihren äusseren Theilen porphyrisch und aphanitisch, im Innern aber vollkrystallinisch — als Monzonit (33, 42, 26, 28 der Karte). Auch im Gebiete des Dosso Capello (Canzocoli) treffen wir local in den dunklen Porphyren und Andesiten Massen und Gänge von vollkrystallinischer Textur (Syenitdiorit, Monzonit).

Ueber das Alter der oberen Mulat-Eruptionen lässt sich leider nichts Bestimmtes aussagen, da dieselben erst im Gebiete des Viesena mit den oberen Wengener Schichten in Berührung treten. So weit man aber aus eben dieser Beziehung zum Viesena schliessen kann, dürften die mächtigen, zum Theile vollkrystallinischen, zum Theil aber porphyrischen und aphanitischen Massenergüsse (Monzonit, Andesit), welche die obere Hälfte des Mulat bilden, wohl der Wengener Zeit angehören. Ich habe hervorgehoben, dass auch hier die vollkrystallinischen Massen den Kern bilden, während die Andesite als Decke und Hülle auftreten.

Alles das stimmt mit der Theorie, denn diese oberen Theile erstarrten eben in seichter See. Nun aber muss ich auch die Ausnahme hervorheben: Mehrere Andesitströme kommen da und dort bis in die Tiefe des Thales (d. i. des ehemaligen Meeres) herab und erstarren doch nicht vollkrystallinisch, sondern porphyrisch und aphanitisch.

Zum Theile sind diese Massen allerdings nachweislich erst in Folge der Erosion gegen die Tiefe verrutscht; in einigen Fällen aber sind sie wirklich in tiefem Horizonte gebildet worden. Diese Ausnahmserscheinung ist bereits in anderen Gebieten beobachtet worden: man findet neben und in echten Graniten Gesteinspartien von porphyrischem Habitus.

Scheinbar waren in solchen Fällen die Existenzbedingungen doch dieselben — woher kommt der wesentliche Unterschied? Ich meine, die Lösung der Frage möchte wohl dahin lauten, dass in diesen Fällen zwar die äusseren Existenzbedingungen (insbes. der Druck) gleich gewesen sein mögen, woraus aber durchaus nicht folgt, dass auch die inneren Bedingungen in beiden Magmen übereinstimmten. Da mögen die Massen von Anfang an reichlicher mit Liquiden durchtränkt gewesen sein, dort weniger; da war das Magma reicher an Kieselsäure, dort ärmer. Hier kam ein dünner Strom zum Ergusse und das Gestein erstarrte dem entsprechend rasch und lavaartig, dort aber erstarrte eine mächtige Masse äusserst langsam und demzufolge wenigstens in den inneren Theilen vollkrystallinisch.

Es kann auch wohl eintreten, dass ein dünner Strom über einen noch warmen älteren Erguss hinströmt und bald wieder von einem jüngeren Strome bedeckt wird — auch in diesem Falle wird eine langsame und krystallinische Erstarrung des eingeschalteten Stromes eintreten. —

Zum Schlusse möchte ich noch bezüglich des Alters der einzelnen Eruptionsgesteine bemerken, dass die Fixirung einer bestimmten Reihenfolge unthunlich ist. Im grossen Ganzen kann man wohl das folgende Schema aufstellen:

Zur Zeit des Muschelkalkes kamen zum Ergusse zuerst Granit, dann Syenit. Die Syeniteruptionen dauern noch bis zu Beginn der Wengener Schichten an (Canzocoli). Darüber folgen Monzonit, Porphyre und Andesite.

Im Einzelnen muss nun aber diese rohe Skizze mehrfach modificirt werden; wir haben nämlich gesehen:

1. dass Andesit mit Orthoklas — Porphyr und Syenit verbunden schon zur Zeit des Muschelkalkes — allerdings untergeordnet — auftritt (Málgola);

2. dass Monzonit örtlich mit den alten Syeniten verbunden auftritt (Málgola);

3. dass Syenit und Orthoklasporphyr örtlich mitten in den hohen Andesitmassen auftritt (Canzocoli);

4. dass Granit nicht blos schlierenweise im Syenit der Málgola auftritt, sondern auch noch zur Zeit der Wengener Nachschübe erfuhr (Verquickung vom Mulat; Granitgang vom Canzocoli).

Wir sehen hieraus, dass die Natur nicht rein arbeitet, sondern dass dieselbe Eruptiv-Facies sich in verschiedenen Horizonten wiederholt.

Graz, im December 1880.

Inhalt.

Ueber Tuffe und tuffogene Sedimente.

Studie von E. **Reyer**.

1. Tuffe von Andesit, Diabas, Hornblende- und Olivingesteinen.

Wenn das mit Liquiden imprägnirte Magma zu Tage kommt, zerstäubt es zum Theile und lagert sich als Tuff in der Umgebung des Vulcanes ab. Das zerstäubte Material ist bald reich an glasigen[1]) und blasigen[2]) Partien, bald hat man es nur mit einem Haufwerk von Krystallen zu thun[3]). Der Charakter des Tuffes hängt eben ab von dem Individualisirungs-Zustande, welcher in der Lava im Momente des Zerstäubens herrschte[4]).

Dass die gemeinen, unveränderten Tuffe leicht als solche erkannt werden, kann man schon daraus schliessen, dass derartige Gebilde bereits von den Geologen des vorigen Jahrhundertes im Gebiete erloschener Vulcane nachgewiesen wurden. Schwieriger ist es, die analogen Gebilde in älteren Formationen nachzuweisen. Da treffen wir diese losen Substanzen meist fest cementirt und oft bedeutend metamorphosirt. Wurden die Tuffe submarin gefördert, so haben sie überdies das Gepräge eines Sedimentes. Endlich ist zu betonen, dass die den massigen Tieferuptionen angehörenden Tuffe begreiflicher Weise schon von Anfang an einen anderen Habitus haben mussten, als die Tuffe, welche wir heute am festen Lande sich bilden sehen.

Trotz dieser tiefgreifenden Unterschiede haben aber doch mehrere Autoren die Analogie gewisser alter Agglomerat-Gesteine mit den Tuffen unserer Vulcane richtig erkannt. Ich führe hier einige einschlägige Thatsachen und Erkenntnisse vor:

---

[1]) Bimssteintuffe der Trachitvulcane. Wenn man flüssige Ofenschlacken durch einen starken Luftstrom zerstäubt, erhält man Silicatkügelchen und Fäden. Dieser „künstliche Tuff" wird in der Industrie mehrfach verwerthet. Vgl. Dingler's J. 1877, Bd. 223, p. 70: Ueber „Schlackenwolle".

[2]) Viele Andesittuffe. Penk. Z. geol. Gesell. 1879, p. 567 f.

[3]) Reyer: Physik der Erupt. 1877, p. 103.

[4]) Vgl. Rosenbusch, Mikr. II. 549 f.

De la Beche beschreibt (von Cornwall und Irland) Grünsteingebilde, welche mit silurischen und devonischen Schiefern durch Wechsellagerung und Uebergänge verbunden sind. Diese Lagen haben mitunter den Charakter eines aus Andesitsubstanz gebildeten Sandsteines.

Beche verweist auf die Analogie dieser Sedimente mit Tuffen und bezeichnet sie geradezu als solche[1]).

Einen gleichen Charakter und gleiche Genesis dürften viele mit Diabasen in Verband stehende klastische Gesteine haben. Diese Gesteine stellen bald Diabasbreccien dar, bald ist das Material feiner und wohlgeschichtet. Kalksubstanz ist oft beigemengt. Durch Uebergänge und Wechsellagerung stehen diese Diabastuffe und „Schaalsteine" mit anderen gleichzeitigen Sedimenten (Grauwacke, Schiefer, Kalkstein) in Verband[2]).

Lossen beschreibt neuerdings Gesteine vom Harz, welche er als die Tuffe von Diabasen (und Feldspathporphyren) bezeichnet[3]).

Eine solche Auffassung der besagten Einlagerungen scheint mir den natürlichen Verhältnissen gut zu entsprechen, während der Versuch, jede abnorme Einlagerung schlechtweg als Product der Metamorphose zu deuten, wohl als misslungen bezeichnet werden muss. Wenn man annimmt, dass die Metamorphose bankweise verschiedene Textur und verschiedene mineralogische Zusammensetzung bewirkt habe, so erklärt sich schliesslich freilich alles; aber wir müssen uns zugleich auch gestehen, dass wir, statt eine Erklärung zu geben, nur einen deus ex machina geschaffen haben und ich glaube zur Ehre der modernen Geologie wohl annehmen zu dürfen, dass einer einfachen Erklärung mehr Gewicht beigelegt wird als einer gewaltsamen Zauberei. —

Ist die Analogie der erwähnten Gebilde mit Tuffen einmal erfasst, so liegt es wohl nahe, noch einen Schritt weiter zu gehen. Das submarin geförderte Tuffmaterial musste sich weit verbreiten, in grösserer Entfernung von der Eruptionsstelle wurde der feine Tuff abgesetzt — dort entstanden feinschichtige Sedimente, welche im Laufe der Zeit durch metamorphische Processe den Charakter von Schiefern annahmen.

Diese Schiefer können natürlich nicht als Tuffe angesprochen werden; wohl aber wird uns die mineralogische Analogie und der Verband mit den gleichzeitigen Eruptivmassen berechtigen, dieselben als tuffogene Sedimente zu bezeichnen.

---

[1]) Beche: Theoret. Geol. übers. v. Hartmann, 1836, p. 24 u. London geol. J. 1847, p. 85.

Beche: Observer (Vorschule der Geol., übers. von Dieffenbach, 1853, p. 486).

Macculloch und Murchison (Trans. geol. soc. (2) VI. 249) sind der gleichen Ansicht.

Rutley (Q. j. geol. soc. 1880, p. 285) weist nach, dass die Tuffe im selben Horizonte mit blasigen Grünsteinlaven (Andesiten) stehen.

[2]) Stifft: Leonh. Zeitschrift für Mineral. 1825, p. 147, 236.

Dechen in Nöggeraths Westphalen, 1822. II., p. 71.

Hausmann. Harzgebirge. 1842, p. 23.

Sandberger: Nassau 1847, p. 33.

[3]) Lossen: Gesell. naturforsch Freunde. Berlin, 1880, p. 7.

Die angedeutete Beziehung besteht nach meiner Meinung zwischen den Diabasen, massigen Hornblendegesteinen und Serpentinen[1]) einerseits und den grünen Schiefern, Chlorit-, Talk-, Diabas-, Diorit- und Hornblende-Schiefern andererseits (Centralalpen, Elba, Ural, Ostfranken, Fichtelgebirge, Cornwall, Erzgebirge, Norwegen).

Ein Umstand scheint in vielen der vorgeführten Fälle unserer Auffassung entgegen zu sein: In einem kleinen Stücke von sog. Tuffen oder tuffogenen Schiefern trifft man nicht selten Mineralgesellungen und Anhäufungen, welche im entsprechenden Eruptivgesteine nicht vorkommen; insbesondere fällt es auf, dass die einzelnen Minerale schichtenweise zur Alleinherrschaft gelangen. Bei näherer Ueberlegung sehen wir aber, dass gerade diese Anordnung für unsere Anschauung spricht. Das zerstäubte Material sinkt ja langsam im Wasser nieder und muss sich demnach in der Natur gerade so wie in der Setzmaschine des Bergmannes nach Korngrösse und specifischem Gewichte sondern. Die Mineralien, welche im Eruptivgestein regellos gemengt sind, müssen also in den Tuffen schichtweise angereichert erscheinen. Das verlangt die Theorie und in der That finden wir diese Verhältnisse in der Natur oft scharf ausgeprägt[2]).

2. Porphyrtuff.

Die sogenannten Thonsteinporphyre Sachsens, welche aus abwechselnden Lagen von grobem und zart aphanitischem Porphyrmaterial bestehen, werden wohl schon lange als Porphyrtuffe gedeutet[3]). Ich möchte ferner auf jene porphyrartigen Sedimente hinweisen, welche mineralogisch und tectonisch mit typischen Porphyren zusammenhängen. Derartige Gebilde trifft man in den Ardennen und Vogesen[4]). Omalius hält sie für metamorph und Delesse glaubt, die benachbarten Porphyre hätten die Sedimente mit Feldspathsaft durchtränkt; so seien die Sedimente von Feldspathen durchsetzt und mithin den Porphyren ähnlich geworden[5]).

---

[1]) Studer: Geol. der Schweiz 1851, I., p. 269, 317, 327, 343.
Theobald Graubünden.
Naumann: Geologie 1850, II., p. 88, 308, 408 f. 441, 485.
Zirkel Petrogr. I., p. 102, 325 f. II., p. 95 f.
G. v. Rath: Z. der geol. Ges., 1857, p. 240 f. u. 1870, p. 591 (Elba).
Lossen: Z. geol. Cesell. 1872, p. 707: Diabas und grüne Schiefer des Harz. — Z. geol. Ges. 27, p. 194.
Ueber die Einlagerungen von körnigen und schieferigen Hornblendegesteinen in den Schiefern des österr. Erzgebirges berichten: Reuss: Min. Bemerk. über Böhmen 1801, p. 131; Paulus: Joachimsthal, 1820. p. 86 f. (erwähnt die porphyrische und schiefrige Structur, welche diese massigen Ellipsoide gegen die Peripherie annehmen).
Vgl. ferner Naumann: Erläuter. z. Karte von Sachsen, 1838, II., p. 222, 245, 272 f. und Jokely: Jb. d. Reichsanst. 1857, p. 29, 166, 559 f.

[2]) Vgl. Beche: Theoret. Geol., übers. v. Hartmann, 1846, p. 46.

[3]) Naumann: Geogn. von Sachsen, 1838, II., pag. 425, und Naumann: Geol. 1850, I., pag. 619, II., pag. 600 (Gerhard cit.).

[4]) Schiefer mit eingestreuten Feldspathen und Quarzen. d'Omalius: J. des Mines 94, pag. 310. Beaumont: Explic. carte geol. I., pag. 260.

[5]) Delesse: Bul. soc. geol. 1853. Bd 10 und Bd. 16.

Nöggerath und Dechen beschreiben analoge Verhältnisse von Westphalen [1]).

Credner beschreibt porphyroide Gesteine aus Nordamerika [2]), Lossen aus dem Harz.

Ich möchte derartige Gebilde, wenn sie im selben Horizonte mit analogen Eruptivgesteinen auftreten, als deren Tuffe bezeichnen; doch verwahre ich mich gegen eine unberechtigte Generalisirung; es ist ja wohl möglich, dass viele porphyroide Sedimente ihr Material nicht von zerstäubten Eruptivgesteinen erhielten; auch ist es denkbar, dass der Porphyrcharakter nur durch Metamorphose bedingt und erzeugt ist [3]).

Viele Autoren sind dieser Meinung; die einen denken an krystallinische Umlagerung der Sedimente, andere an die Ausscheidung von Stoffen aus den Eruptivgesteinen und Einfuhr dieser Stoffe in die benachbarten Sedimente. Einige gehen so weit, sogar die Eruptivgesteine selbst, welche mit den besagten Sedimenten oft durch Uebergänge verbunden sind, als Endproducte dieses metamorphischen Processes zu bezeichnen.

Dieser Gedankengang wird von Kayser wohl mit Recht verurtheilt [4]).

Richtig aber ist es, dass die besagten Sedimente in vielen Fällen bedeutende Wandlungen erlitten haben. Dies bedingt, dass man leicht bei oberflächlicher Beurtheilung zu falschen Resultaten kommt.

Lossen hat wohl zuerst den richtigen Weg eingeschlagen, indem er:

1. den geologischen Verband der fraglichen Gesteine untersucht;

2. zwischen den primären und secundären (durch Metamorphose erzeugten) Gemengtheilen der Gesteine unterscheidet.

Erst wenn diese zwei Grundfragen beantwortet sind, kann man im einzelnen Falle die Frage nach der Genesis zu beantworten suchen.

Gewiss ist es wünschenswerth, dass Petrographen, welche zugleich Geologen sind, die fraglichen Gebilde eingehend untersuchen und von Fall zu Fall entscheiden, ob die besagten Porphyroide als Tuffe aufgefasst werden können oder nicht. —

Zum Schlusse möchte ich auch die Hälleflinta und den Eurit als Gesteine bezeichnen, deren Charakter und Verband (mit Graniten und Porphyren) nicht selten zur Vermuthung anregt, diese Gesteine seien tuffogen [5]).

---

[1]) Nöggerath, Dechen in Karst. Arch. 1831, pag. 95; 1845, pag. 367: Versteinerungen wurden in den schieferigen Porphyren gefunden.

[2]) Credner Leonh. Jb. f. Mineral. 1870, pag. 970.

[3]) Beudant erwähnt Butzen eines porphyrartigen Gesteines im Sandsteine von Fünfkirchen (Beudant: Hongerie III., pag. 195). Aehnliche Gebilde beschreiben Credner, Gümbel, Kayser und Lossen. Im Harz trifft man die Porphyroide mit Gneissen und Schiefern in Verband; doch fehlen Eruptivmassen, als deren Tuffe man die porphyroiden Einlagerungen deuten könnte (Z.-geol. Ges. 1867, 1869, pag. 329). Diese letztere Thatsache ist bedeutungsvoll; doch glaube ich nicht, dass sie es absolut verbietet, die besagten Gebilde als Tuffe zu deuten. Man kennt ja doch auch Vulcane, welche nur Tuffmaterial und keine zusammenhängenden Ergussmassen gefördert haben.

[4]) Kayser: Z.-geol. Ges. 1870, pag. 156.

[5]) Vgl. Törnebohm: Jb. f. Mineral. 1874, pag. 136, 141 f. Diese Gesteine stehen in Schweden mit Granit, Gneiss und Schiefer durch Uebergänge in Verbindung.

3. Tuffe und tuffogene Sedimente der granitischen Gesteine.

Klastische Gesteine, welche aus den Materialien des Granit, Syenit etc. zusammengebacken sind und noch derzeit durch ihre mörtelartige Beschaffenheit ihre Genesis verrathen, trifft man selten. Lyell beschreibt einen Diorittuff aus den Pyrenäen[1]; Gümbel bezeichnet gewisse klastische Gesteine, welche aus den Mineralien des Granites bestehen, als Granittuff; ich selbst habe mehrere derartige Gesteine im Gebiete von Schlackenwald, Predazzo und Adamello angetroffen.

Das seltene Vorkommen solcher Tuffe ist natürlich, wenn man die tiefgreifende Metamorphose in's Auge fasst, welche die gleichzeitigen Sedimente ergriffen hat.

Wenn man aber von der Umwandlung absieht, findet man gerade im Bereiche der krystallinischen Schiefer viele Gesteine, welche mineralogisch und tectonisch in so inniger Beziehung zu den in gleichem Horizonte auftretenden Eruptivmassen stehen, dass ich sie füglich als tuffogene (und hoch metamorphe) Sedimente bezeichnen möchte.

Die sächsischen Geologen haben schon zu Anfang unseres Jahrhundertes Verwachsung und Uebergänge zwischen Schiefer, Gneiss und Granit mehrfach beobachtet. In der Folge wurden in anderen Gebieten viel grossartigere Erscheinungen dieser Art nachgewiesen.

Im Gebiete von Christiania geht an mehreren Orten der gemeine Schiefer in harten, dieser in eine aphanitische, felsitische Masse (oder in Hornsteinporphyr) über. Das Korn dieses Gesteines wächst in den folgenden Schichten und endlich geht das ursprünglich geschichtete Gebilde in echten, gemeinen Granit über[2].

Charpentier beobachtet in den Pyrenäen häufig einen Uebergang der Schiefer und Gneisse in Granit, mit welchem diese Sedimente wechsellagern[3].

Paulus beobachtet im Erzgebirge gewisse, dem Granit ähnliche Gesteine, deren Plattung mit der Schichtung des Glimmerschiefers harmonirt[4].

Zinken beschreibt ausgezeichnete Uebergänge von Granit in Gneiss[5].

Studer[6], Delesse[7] beschreiben, wie die Granitmassen der Alpen gegen aussen in die um- und angelagerten Gneisse übergehen.

Macculloch und die nordischen Geologen bringen aus ihren Gebieten ähnliche Belege.

Ausser dieser Beziehung ist in vielen Fällen auch eine auffallende mineralogische Analogie der metamorphen Sedimente mit den gleich-

---

[1]) Vergl. Raulin, Compt. Rend. 1862, Bd. 55, pag. 669.

[2]) Keilhau, Gäa Norvegica 1840, pag. 36, 45, 61, 74. Karst.-Arch. 1837, pag. 458.

[3]) Charpentier, Leonhard's min. Taschenbuch 1815, pag. 151. — Charpentier, Pyren. 1823, pag. 481.

[4]) Paulus, Joachimsthal 1820, pag. 69.

[5]) Zinken, Karst-Archiv 1845, pag. 583.

[6]) Studer, Geol. der Schweiz 1851, pag. 160 f.

[7]) Delesse, Bul. soc. geol. (2) VI, pag. 230.

zeitigen Eruptivgesteinen zu constatiren: Die Talkgranite der Alpen sind immer von einer Hülle von Talkgneiss umgeben und mit derselben durch Uebergänge verbunden; die gemeinen Granite sind mit granitoiden Gneissen[1]) innig verwachsen und verbunden.

Die Syenite der krystallinischen Regionen hängen mit Syenitgneissen (und entsprechenden Schiefern), die Diorite mit Dioritgneissen, die Tonalite mit Tonalitgneissen zusammen[2]). (Alpen, Pyrenäen, Ural, Böhmen u. s. f.)

Wie die Diabase mit Diabastuffen und Diabasschiefern, wie die Porphyre mit entsprechenden Tuffen zusammenhängen, so stehen eben auch die Granite, Syenite und Diorite mit mineralogisch zugehörigen — freilich oft stark metamorphen — Sedimenten in Verband. Die Analogie berechtigt hier also wohl zu der Frage, ob nicht vielleicht auch diese krystallinen Sedimente als tuffogene Bildungen aufzufassen sind?

Dies ist in der That von mehreren Seiten behauptet worden. Nachdem Beche das Vorkommen von Diabastuffen in den alten Schiefergebieten behauptet, versuchte Dana ganz allgemein die Gneisse als Tuffe des Granit zu deuten[3]). A. Knop gibt zu, dass Gneisse aus Trachyt- bez. Granittuff, entstehen können[4]). Murray[5]) und Mojsisovics[6]) glauben gleichfalls, dass vielfach Tuffmaterial am Aufbau der krystallinen Schiefer sich betheiligt habe. Natürlich darf man nicht so weit gehen wie Dana.

Gegen eine solche Verallgemeinerung wendet Naumann mit Recht ein, dass es weite Gneissgebiete gibt, in welchen die der Theorie nach zu erwartenden Granitmassen fehlen. Gewiss hat der Gneiss, wie ja so viele andere Gesteine, eine verschiedene Genesis gehabt; Lösungsniederschlag, Tiefseeschlamm, grober Detritus und Tuff von entsprechender Zusammensetzung, können zu Gneiss metamorphosirt werden; unter solchen Umständen muss natürlich die Entscheidung von Fall zu Fall wechseln, und gewiss wird jeder Forscher, welcher nur eine Genesis behauptet, den Vorwurf der Einseitigkeit verdienen. Ich selbst habe durchaus nicht die Absicht, die vorgebrachte Anschauung in unthunlicher Weise zu generalisiren; wohl aber scheint es mir wünschenswerth, dass der besprochenen Entstehungsweise mehr Aufmerksamkeit, als bisher, zugewendet werde.

---

[1]) Buch, Leonh. min. Taschenbuch 1824, pag. 393. — Studer, Fys. Geogr. 1844, pag. 331. — Lory, Comptes Rend. 1878, Bd. 86, pag. 996.

[2]) Diese mineralogischen Analogien sind schon von vielen Autoren hervorgehoben worden. Neuerdings bringen Kontkiewics aus dem südlichen Ural, und Teller aus den Tiroler Alpen interessante Belege (Teller, Jb. d. Reichsanst. 1881). Die Uebereinstimmung zwischen diesen Eruptivgesteinen und den zugehörigen (tuffogenen) Sedimenten geht oft so weit, dass man dieselben accessorischen, seltenen Mineralien in ein und dem anderen Gestein, sonst aber nirgends im ganzen Gebiet antrifft.

[3]) Dana, Americ. J. 1843, Bd. 45. pag. 127.

[4]) Knop, Naturwiss. Verein, Karlsruhe 1871, pag. 37.

[5]) Murray, Proc. Roy. Soc. Edinb. 1876, pag. 247.

[6]) v. Mojsisovics, Dolomitriffe 1879, pag. 10.

4. Bedeutung der Uebergänge.

Es wurde hervorgehoben, dass die miteinander wechsellagernden und einander mineralogisch gleichenden Eruptivmassen und Sedimente nicht selten ineinander übergehen. Diese Erscheinung hat eine verschiedene Deutung erfahren und verdient eine besondere Besprechung.

Der Fall liegt hier, wenn man ihn allgemein fasst, folgendermassen: Man hat zwei verschiedene Gesteine vor sich, welchen angenommenermassen eine wesentlich verschiedene Entstehung zugeschrieben wird. Diese Gesteine von verschiedener Genesis hängen aber untereinander durch Uebergänge zusammen.

Was für eine Vorstellung bildet sich in uns, wenn wir diese Erscheinung erklären wollen?

Wie die Literatur zeigt, sind die folgenden drei Auflösungen möglich:

1. Man betrachtet die Genesis des Eruptivgesteins als unzweifelhaft und verfolgt nun die Uebergänge: man sieht, wie sich die Gemengtheile allmälig parallel anordnen[1]. Es entstehen geschichtete Eruptivgesteine, deren Grenze gegen die analogen echten Sedimente oft gar nicht nachgewiesen werden kann[2].

2. Geht man von der Betrachtung der Sedimente aus, so gelangt man begreiflicher Weise zu einer entgegengesetzten Anschauung: Man sieht, wie die Sedimente ein immer gleichmässigeres Korn bekommen; die Schichtung tritt zurück, das geschichtete Gebilde geht in ein massiges über, welches aber in Folge unseres Gedankenganges doch auch sedimentär sein muss.

Wir sehen: während wir früher die geschichteten Uebergangsglieder als eruptiv erklärt, kommen wir bei dieser Methode des Denkens zu dem Ergebnisse, dass die massigen Gesteine einen sedimentären Ursprung haben[3].

3. Die dritte Methode des Gedankenganges besteht darin, dass man von vornherein annimmt, dass die massigen Gesteine eruptiven, die geschichteten aber sedimentären Ursprung haben und dass die Uebergänge zwischen beiden erst im Laufe der Zeit durch Metamorphose bewirkt wurden. Macculloch[4] ist dieser Ansicht, und zwar glaubt er, dass die Hitze des Eruptivgesteines ein Um-

[1]) Dies kommt bei Eruptivgesteinen wirklich häufig vor (Plattung, Schlieren, Fluctuation).

[2]) Diesen Gedankengang verfolgt Conybeare (Ann. of Phil. new. ser. VI, p. 37). Er bezeichnet die geschichteten Uebergänge als texturelle Modificationen der Eruptivmassen. Auch Naumann (Jb. Mineral. 1844, pag. 444) betrachtet viele mit Granit verbundene Gneisse als flaserige Kruste der Granite (vgl. Naumann, Geol. 1855, II., pag. 215.

[3]) Diese Ansicht vertreten: Boase (Geol. of Cornwall, 1832, pag. 292), Keilhau (Gäa Norwegica, 1840, pag. 45, 61); Dana (Americ. J. 1843, Bd. 45, pag. 104); Virlet, Fournet, Erdmann (Z. geol. Ges. 1849, p. 131); Bischof (Geologie, 1. Aufl., II., pag. 1003); Ansted (Brit. Assoc. Rep. 1867, 2., pag. 54). Ein Theil dieser Forscher behauptet, das massige Glied sei in diesem Falle erst nachträglich durch Metamorphose aus den Sedimenten gebildet worden.

[4]) Macculloch: Geol. 1831, I., pag. 211.

krystallisiren und Verschweissen der Sedimente mit den anlagernden Massengesteinen bewirkt habe.

Ich schliesse mich dieser Erklärung an und verweise auf meine bezügliche Auseinandersetzung, welche ich in der Abhandlung über Hangendcontact gegeben. Dort habe ich gezeigt, wie ein von Sedimenten (Tuff und Schlamm u. s. f.) überlagerter und durch Nachschübe heiss erhaltener Strom mächtige Wandlungen in den hangenden Sedimenten bewirken kann. Diese letzteren werden im selben Masse, als sie an Mächtigkeit zunehmen, von feuchter Gluth durchdrungen; es spielen sich dieselben Vorgänge ab, wie in Daubrées Glasröhre. Umlagerungen und Neubildungen werden platzgreifen; das lose Gebilde wird immer compacter, es wird endlich zu einem festen Gestein metamorphosirt. Die ursprüngliche Schichtung mag sich zum Theile erhalten; zum Theile aber wird sie gewiss in Folge der vielen sich abspielenden Umlagerungen verwischt und verlöscht.

Diese Umwandlung wird natürlich am stärksten im unmittelbaren Contacte sein. Fügen wir hinzu, dass die hangenden Sedimente häufig aus den Tuffen der unterlagernden Massengesteine bestehen, diesen also mineralogisch gleichen, so kommen wir zu dem Ergebnisse, dass im Contact zwei texturell und mineralogisch einander ähnliche Gesteine aneinandergrenzen müssen. Dass diese beiden Gebilde schliesslich ineinander verfliessen können, ist wohl nicht minder klar. Die Kruste, welche ehedem bestand, wird ja in Folge der durchdringenden feuchten Hitze erweicht und diese Auflockerung kann wohl zu einer Verschweissung und endlich zu einer vollkommenen Verlöschung der ursprünglichen Grenzflächen führen [1]).

So entstehen nach meiner Meinung jene merkwürdigen Uebergänge zwischen Eruptivgesteinen und Sedimenten, über deren Genesis so verschiedene Meinungen und so viele Zweifel ausgesprochen worden sind. In der Praxis wird es gewiss oft unmöglich sein, die Grenze zwischen schlierigen und flaserigen Eruptivgesteinen und analogen Sedimenten scharf zu ziehen; die Betrachtung der tectonischen und der petrographischen Verhältnisse dürfte aber doch selbst in verwickelten Fällen zu einem befriedigenden Einblicke in die Genesis solcher Gebilde führen [2]).

5. Uebergang der Eruptivgesteine in Kalk.

Brochant hat im Gebiete des Mt. Blanc ein aus Feldspath und Kalk bestehendes porphyrartiges Gestein nachgewiesen. De Drée

[1]) In einer grossen Zahl von mir beobachteten Fälle ist die Metamorphose allerdings nicht so weit gegangen.

[2]) Von hohem Interesse scheinen mir gewisse durch Uebergänge mit dem Schiefer verbundene Einlagerungen von Granit im Schiefer. Ich glaube, dass hier oft sehr verschiedene Dinge unter einen Namen gebracht werden. Es ist möglich, dass man es mit eingelagerten Granitergüssen zu thun hat; auch können es Tuffeinlagerungen oder von Tuffen über- und unterlagerte Granitergüsse sein. Ob es derartige „Lagergänge" gibt oder ob solche Gebilde gar durch schichtweise wirkenden Metamorphismus erzeugt werden können, wie mehrfach behauptet wird, lasse ich dahingestellt.

findet in der Bretagne Granite, welche an ihrer äusseren Grenze Kalk als Gemengtheil aufnehmen, wodurch ein Uebergang in die benachbarten Sedimente bewirkt wird; dieselbe Erscheinung beschreibt Cordier[1]).

Studer beobachtet in den Tessiner Alpen eine so innige Uebergangsverknüpfung von Granit, Gneiss und Kalksedimenten, dass er eine gleichzeitige Entstehung all dieser Gebilde anzunehmen geneigt ist[2]) u. s. f.

Ich erkläre mir diese Erscheinungen im Anschlusse an die vorgehenden Ausführungen folgendermassen:

Der Massenerguss wurde von Tuff und Schlamm bedeckt. Auch Kalksedimente bildeten sich; die Kalktheile traten zuerst als isolirte Einstreulinge, dann in zusammenhängenden Bänken auf. Durch intrusive Nachschübe und durch Uebergüsse wurde der ganze Complex metamorphosirt, Tuff und Schlamm wurden zu Schiefern, Gneissen und granitoiden Gesteinen. Die Kalkbänke wurden zu Marmor, die Tuffschichten aber, in welchen nur wenig Kalk eingestreut war, wurden in granitoide Gesteine mit Calcit als wesentlichem Gemengtheil verwandelt.

Analoge Bildungen treffen wir begreiflicherweise auch in Verband mit Syenit- und Diorittuffen u. s. f.[3])

6. Verwickelungen in Folge von Facieswechsel.

Wir haben bisher nur die Beziehungen der Tuffe und tuffogenen Gesteine zu den entsprechenden Eruptivmassen in's Auge gefasst. Nun muss hervorgehoben werden, dass diese zusammengehörigen Gesteine in der Natur oft in Verband stehen mit wesentlich anders gearteten Gebilden. Insbesondere erscheinen die basischen Massen häufig durch Uebergänge und Wechsellagerung mit kieselreichen Massengesteinen und Schiefern verbunden. In solchen Fällen scheint es auf den ersten Blick oft unmöglich, die Zusammengehörigkeit und Chronologie der verschiedenen Gebilde zu fixiren. Die folgende Ableitung befähigt uns aber in vielen Fällen zur Lösung der Frage:

Am Meeresboden werde Granit gefördert; als begleitende Facies bildet sich ringsum Tuffschlamm (Schiefer, Gneiss). Nun wird eine basischere Schliere nachgeschoben. Das entsprechende basische Tuffmaterial mengt sich dem kieselreichen Tuffschlamm bei und überlagert ihn. In der Folge kommt wieder granitisches Material und entsprechendes Sediment zur Herrschaft. Später wird das ganze System metamorphosirt; die Sedimente werden zu Schiefern und Gneissen. Da sehen wir nun einen der vorerwähnten Fälle, welche uns so häufig aufstossen, abgeleitet: Ein Gneiss-(Granit-)Gebiet mit eingeschalteten basischen Massengesteinen und Schiefern. Alle diese Gebilde mögen,

[1]) Cordier, Observ. sur les subst. minerales.

[2]) Studer, Geol. d. Schweiz 1851, I., pag. 390.

[3]) Ich rechne hierher die Pseudodiorite mit eingewachsenem Calcit, welche uns Behrens und Zirkel kennen gelehrt. — Behrens, N. Jb. Mineral. 1871, p. 460, Rosenbusch, Mikr. II., 247.

da sie einem einheitlichen Processe angehören, untereinander verbunden sein; trotzdem sind sie aber keine Einheit, sondern wir können ganz wohl einzelne Horizonte unterscheiden:

1. Aeltere Granite und entsprechende Schieferfacies;
2. basische Ergüsse und coordinirte basische Sedimentfacies;
3. jüngere Granite und Schiefer.

Die basischen Einlagerungen, obwohl durch Uebergänge mit dem Hangenden und Liegenden verbunden, können doch isolirt betrachtet werden; dann lösen sich die Schwierigkeiten [1]).

---

[1]) In den Gneiss- und Granulitgebieten der Alpen und von Sachsen finden sich viele derartige Einlagerungen von Hornblende-, Augit- und Olivingesteinen mit zugehörenden tuffogenen Sedimenten. Als solche fasse ich auf die grünen Schiefer, Hornblendeschiefer, Diorit- und Diabasschiefer, die Augitschiefer und sog. Trappgranulite, deren Zugehörigkeit zu den basischen Massengesteinen bereits mehrfach betont wurde. Vgl. Reuss, N. Jb. Mineral. 1840, p. 134. — Keilhau, Gäa, p. 129, über Hornblende-Einlagerungen. Ueber den sog. „Trappgranulit" berichten Stelzner, Jb. Mineral. 1871, p. 244; Credner, Z. geol. Gesell. 1875, p. 194; Rosenbusch, Mikr. II., 48.

Ueber einige Bildungen der jüngeren Epochen in Nord-Persien.

Von Dr. Emil Tietze.

In meinem Aufsatz: Zur Theorie der Entstehung der Salzsteppen (Jahrbuch der geol. Reichsanst. 1877) hatte ich Gelegenheit, über einen grossen und wichtigen Theil der Quartärbildungen Persiens, nämlich über die Ausfüllungsmassen der Zwischenräume zwischen den Gebirgszügen des persischen Hochlandes mich zu äussern. In den folgenden Seiten sollen einige kleine Beiträge zusammengestellt werden, welche theils zur Ergänzung des früher Gesagten, theils zur Charakteristik der jüngeren und jüngsten Bildungen im Albursgebirge und in dessen caspischen Vorlande dienen können. Da es bei einigen dieser Bildungen zweifelhaft blieb, ob man sie mit Recht als quartär bezeichnen konnte und ob denselben nicht vielmehr ein etwas höheres Alter zukommt, so wurde der Ausdruck Quartärbildungen, der sonst ganz passend gewesen wäre, im Titel dieser Schrift vermieden.

Ich habe mich zu dieser Mittheilung erst nach einigem Zögern entschlossen, da die meisten der anzuführenden Daten von sehr geringem allgemeinem Interesse sind, und namentlich weil einige der dabei aufgeworfenen Fragen aus Mangel an genügenden Beobachtungen zu keiner annähernd befriedigenden, geschweige definitiven Lösung gebracht wurden. Deshalb macht auch der folgende Aufsatz den Anspruch auf Abgeschlossenheit in noch geringerem Grade als meine früheren Mittheilungen über Persien. Andererseits mag es nicht unnütz sein, der Aufmerksamkeit künftiger Beobachter etwas zu Hilfe zu kommen, welche ja manchmal für die kleinsten Anhaltspunkte bei Studien in wenig bekannten Gegenden dankbar sind. Bei der Unbekanntschaft mit den wesentlichsten der zu lösenden Fragen ist es oft so schwer in einem weiten, wenig untersuchten Gebiete die erste Orientirung zu gewinnen, dass ich völlig zufrieden bin, wenn die mitzutheilenden Hinweise sich nach dieser Richtung hin als brauchbar erweisen.

Schotter-Conglomerate und jüngere Bildungen am Südfusse des Alburs.

Zunächst will ich von einigen Conglomeratbildungen sprechen, welche an mehreren Stellen am Südfusse des Alburs entwickelt sind.

Eine nicht uninteressante diesbezügliche Beobachtung lässt sich am Wege von Teheran nach der Stadt Demavend machen. Dieser Weg führt bis zur Localität Surkhhasar über die Ebene, welche bis zu dieser Localität hin sich ostwärts allmälig verschmälert. Im Norden behält man dabei die Hauptkette des Alburs zur Linken und nach einiger Zeit hat man auch Berge zur Rechten. Es ist dies eine dem Alburs vorliegende, relativ niedrigere Gebirgsmasse, zu deren niedrigsten in der Ebene verschwindenden, westlichsten Ausläufern der Hügel des königlichen Schlosses Tuschan tepe gehört, und welche in dieser Gegend den Namen Kuh i Surkhhasar führt.

Hier bei Surkhhasar ist aber die Ebene zu Ende. Man übersteigt jetzt, um in das Flussthal des Dschedscherud zu gelangen, welches man bei dem auf dem linken jenseitigen Ufer dieses Flusses gelegenen Karavanserai Kemard erreicht, ein flachwelliges Hügelland, welches eine Querverbindung des Kuh i Surkhhasar mit dem Alburs oder zunächst mit der Kotel i Kutschik genannten, niedrigeren östlichen Verlängerung des Schemirankammes herstellt.

Dieses Hügelgebiet bildet gegenwärtig einen ausgesprochenen Theil der Wasserscheide zwischen den wasserarmen Bächen, die vom Südabfall des Schemiran herabkommen, einer- und dem Dschedscherud anderseits.

An der Oberfläche wenigstens zeigten sich diese Hügel durchgehends aus gerolltem Schotter zusammengesetzt, dessen Bestandtheile verschiedenen der im Alburs auftretenden älteren Gesteine entsprechen und bisweilen von beträchtlicher Grösse sind. An einigen Punkten beobachtet man, dass diese Schottermassen eigentlich zu losen Conglomeraten verkittet sind. Durch Zersetzung des Bindemittels der letzteren wurden die einzelnen Rollstücke frei und bedecken in dieser Form die sterile Oberfläche jener Hügel.

Die Conglomerate sind horizontal geschichtet. Das sieht man stellenweise schon auf der Surkhhasar zugekehrten Seite der Hügel. Ganz evident aber zeigt sich diese Thatsache im Dschedscherudthale, bei Kemard selbst. In der Nähe der Brücke nämlich, die hier über den Fluss führt, thürmen sich die losen Conglomerate und Schotterbänke mauerartig empor. Der Fluss hat in dieser Gegend verschiedene ältere Gesteine blosgelegt. Z. B. stehen an beiden Flussufern, etwa 20 Minuten unterhalb der Brücke, rothe Felsmassen heraus. Dieselben erwiesen sich als ein mit älteren Conglomeraten verbundener rother Sandstein, auf welchem eine lagerartige Decke von zersetztem, wahrscheinlich diabasischem Grünstein ruht, der zu beiden Seiten des Thales Felsvorsprünge bildet. Der Grünstein wird dann abermals von einem braungefärbten Conglomerat bedeckt. Die ganze Partie älterer Gesteine (ich vermuthe in dem Sandstein den devonischen alten rothen Sandstein des Alburs) ist deutlich sattelförmig angeordnet, wie man namentlich

an den deutlicheren Aufschlüssen des linken Flussufers erkennt. Ein wenig flussaufwärts, oberhalb der Brücke und bei dieser selbst, befinden sich intensiv grüne Entblösungen, welche den von mir sogenannten grünen Schichten des Alburs angehören. Diese letzteren Aufschlüsse stehen indessen mit den vorher genannten in keinem unmittelbaren oberflächlichen Zusammenhange. Die Schotter- und Conglomeratmassen liegen völlig discordant über diesem älteren Gebirge.

Dass aber auch in dem Hügellande, selbst gegen Surkhhasar zu, der feste ältere Kern des Gebirges stellenweise nicht allzu tief unter dem Schotter steckt, könnte durch das Hervortreten einiger, wenn auch wasserarmer Quellen auf dieser Strecke angedeutet sein, insofern man an solchen Punkten annehmen darf, nahe der Basis der durchlässigen Schottermassen angelangt zu sein.

An der linken Thalseite des Dschedscherud bei Kemard sind die genannten Schotterbildungen zwar auch noch, aber nicht mehr weit verbreitet. Dort schliesst sich ihre Verbreitung der heutigen Thalfurche an.

Handelt es sich nun um das Alter dieser Schotterbildungen, so beweist ihre horizontale oder doch nur äusserst wenig gestörte Lage über einem dislocirten Gebirge eine jüngere Bildungsepoche. Die Frage kann dann lauten, sind diese Ablagerungen marin oder nicht? Man könnte etwa zum Vergleich an die von Stoliczka (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesell. 1875, p. 241) für neogen und marin gehaltenen Schotterbänke in Ost-Turkestan denken, wenn nicht die Entfernung der verglichenen Bildungen gar zu gross wäre und wenn nicht die Entwickelung unserer Conglomerate eine gar zu locale wäre, obschon ähnliche Conglomerate noch an einigen Punkten am Südfusse des Alburs vorkommen. Auch fehlen hier als nächste Unterlage der Conglomerate alle älteren, sicheren Tertiärbildungen, die wir sonst in Nord-Persien kennen, und die Annahme, dass ein Uebergreifen des Meeres über die letzteren in allerjüngster Zeit stattgefunden haben könne, wird, wie ich in dem Aufsatz über die Salzsteppen andeuten konnte, durch die geologische Beschaffenheit des persischen Hochlandes in keiner Weise unterstützt. Andererseits schliessen sich die erwähnten Schotterbänke durchaus nicht an den heutigen Flusslauf des Dschedscherud an, wie man das bei diluvialen Flussablagerungen gern voraussetzen würde. Die vorliegende Frage, deren Interesse, wie ich gern einräume, zunächst ein rein locales ist, gestaltet sich deshalb zu einer schwierigen und ihre Lösung kann füglich nur von einer Specialuntersuchung erwartet werden.

Inzwischen aber mag es gestattet sein, versuchsweise eine der denkbaren Möglichkeiten anzugeben, welche der späteren Prüfung vorschweben müssen.

Teheran ist eine wasserarme Stadt. Die spärlichen vom Schemirangebirge herabkommenden Gewässer reichen nur sehr nothdürftig aus, um dem Wasserbedürfnisse der immerhin zahlreichen Bevölkerung zu genügen. Schon manchmal ist deshalb von Seiten intelligenter Perser die Frage aufgeworfen worden, wie in Zukunft jenem Mangel abzuhelfen sei, und man sprach mir wiederholt von dem Plan die Wassermassen des Dschedscherud nach der Stadt zu leiten. Es ist nicht meine Aufgabe, hier die Schwierigkeiten eines solchen Unternehmens zu erörtern, welches einen Aufwand von Geld und Arbeit voraussetzt, der

selbst die Autoritäten einer volkreichen europäischen Grossstadt zu ernstlichen Bedenken herausfordern könnte. Ich will nicht über den wohl tunnelartig zu denkenden Durchstich reden, der vom rechten Ufer des Flusses aus entweder in der Richtung nach Surkhhasar zu oder besser weiter flussaufwärts, in der Nähe des Kotel i Kutschik angelegt werden müsste und von den Nachtheilen, welchen ein solcher Durchstich an manchen Stellen in einem nur lose verkitteten und desshalb beweglichen Schotter- und Schuttterrain ausgesetzt wäre, ich will nur eine gewisse Originalität oder Merkwürdigkeit des Zusammentreffens der Dinge betonen, welche für dieses Project eintreten würde, wenn sich die Vermuthung bestätigen sollte, dass einmal vor Zeiten der Dschedscherud seinen Abfluss nach der Ebene von Teheran hatte, deren Bewohner heute einen wasserreichen Fluss gut brauchen könnten.

Mit einer derartigen Annahme würde sich die geschilderte Art jener Schotterablagerung vielleicht vertragen und wir hätten dann in diesem Schotter einen etwa der jüngeren Neogenzeit angehörigen Flussschotter vor uns, wenn man will, ein Seitenstück zu unserem Wiener Belvedereschotter. Die eigenen Ablagerungen des Dschedscherud würden dann (in dem Hügelgebiet zwischen Surkhhasar und Kemard) einen Theil der Wasserscheide zwischen diesem Fluss und den Bächen des Schemirangebirges bilden helfen. Wenn man bedenkt, dass unter den Gebilden, welche heute die Wasserscheide zwischen dem caspischen und dem Aral-See zusammensetzen, sich doch jedenfalls auch Ablagerungen des Oxus befinden, also eines Flusses, welcher nach den neuesten Ermittlungen noch im 9. Jahrhundert p. Chr. sein altes Bett behauptete, so hätte jene Thatsache nichts gar so Auffallendes an sich.

Um die Richtigkeit der ausgesprochenen Vermuthung voll zu erweisen, müsste durch zukünftige Untersuchungen noch festgestellt werden, dass in dem Thale, das sich von Surkhhasar gegen die Ebene von Teheran fortzieht, und in dieser Ebene selbst noch Spuren eines alten Flusslaufes finden, und es müsste gezeigt werden, warum der Fluss sein heutiges Bett leichter einnehmen und behaupten konnte, als das vorausgesetzte alte.

Die erste jener Bedingungen ist nicht so einfach zu erfüllen, weil sich vielleicht darüber streiten lässt, ob die eine oder die andere Erscheinung, welche auf fluviatile Einflüsse hinweist, mit den heutigen Wasserläufen zusammenhängt oder mit jenem präsumirten alten Flusslaufe. Ich bin sogar selbst der Meinung, dass die meisten der gerundeten Schottersteine, welche man oberflächlich, namentlich nördlich der persischen Hauptstadt manchenorts liegen sieht, auf die Bäche des Schemirangebirges zurückzuführen sind. Auch werden die späteren, zum mindesten in der Diluvialzeit begonnenen und unserer anderwärts entwickelten Anschauung gemäss heute noch in der Fortbildung begriffenen, subaërischen Ausfüllungsmassen der persischen Hochthäler Vieles haben maskiren und nivelliren können, was etwa von Resten eines alten Flussbettes vorhanden war, so gut wie ganze Hügelketten oder doch deren niedrige Fortsetzungen von solchen Massen verdeckt und versteckt wurden, wie ich das ebenfalls schon bei anderen Gelegenheiten erörtert habe.

Ueber die Zusammensetzung und Mächtigkeit dieses Ausfüllungsmateriales bei Teheran geben, wie ich im Vorbeigehen einschalten will, die bei den neueren Befestigungen gezogenen Wallgräben und die Brunnengrabungen einigen Aufschluss. Auf der Nordseite der Stadt sieht man da einen oft röthlich gefärbten sandigen Lehm oder lehmigen Sand, in welchem kleine eckige Gesteinsbruchstücke vielfach eingeschlossen sind. Dieses Gebilde ist für Wasser ziemlich durchlässig, und kann man sich eine Vorstellung von seiner Gesammtmächtigkeit machen nach der Tiefe der in der Stadt vorhandenen Brunnen, insoferne man beim Brunnengraben natürlich erst dann auf Wasser trifft, wenn diese mit kleinem Gebirgsschutt vermengten lössartigen Absätze annähernd durchteuft sind. Ein Brunnen, der im Hause des indo-europäischen Telegraphen-Bureaus gegraben wurde, gab bei 46 Arschin Tiefe Wasser (ein Arschin etwas über 1 Meter, etwa $3^1/_2$ Fuss), ein anderer Brunnen im Hause des zur Zeit meines persischen Aufenthaltes im Dienste der persischen Regierung stehenden Generals Andrëini gab Wasser bei 53 Arschin Tiefe [1]).

Schon auf der Südseite der Stadt, also in grösserer Entfernung vom Gebirge, walten Ablagerungen vom Typus des echten persischen Steppenlöss vor, welche dann auch am Wege über Dauletabad nach Schahabdulasim angetroffen werden, abgesehen von den den dortigen Bergen zu allernächst gelegenen Strecken, wo sich wieder Schuttelemente dem Löss beimischen. Der Löss, der hier bei Schahabdulasim und in der Nähe der Ruinen von Rei bereits Salzausblühungen aufweist, zieht sich dann weithin theils östlich nach der Veraminer Ebene zu, theils auch in westlicher Richtung fort.

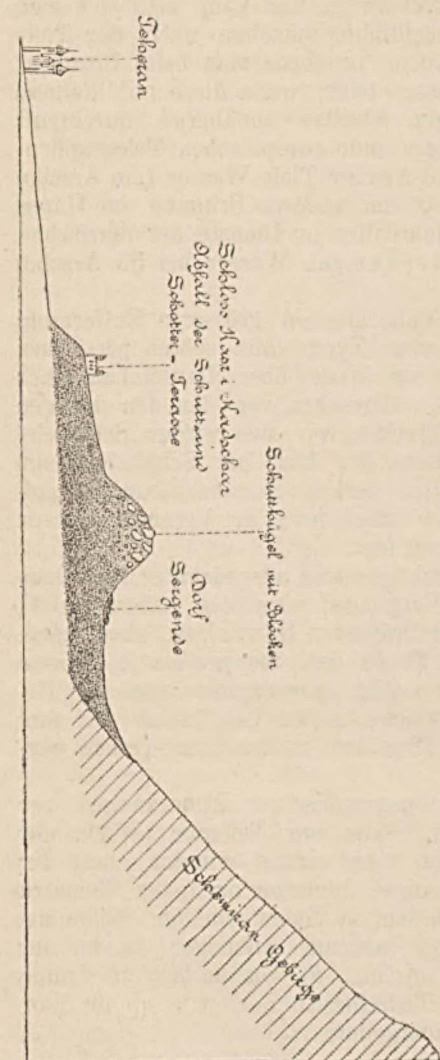
Die nivellirende Gewalt so mächtiger und ausgedehnter Bildungen kann also leicht die Spuren von Vorgängen verwischt haben, welche sich, sei es zur neogenen, sei es zur frühesten Diluvialzeit, aber jedenfalls vor dem Absatz eines grossen Theils des Steppenlöss in diesem Gebiete zugetragen haben. Immerhin gibt es wenigstens eine der Beobachtung zugängliche Thatsache, welche unter Umständen mit dem vermuthungsweise discutirten alten Flusslaufe in Beziehung gesetzt werden kann.

Dr. J. E. Polak in seinen topographischen Bemerkungen zur Karte der Umgebung und zu dem Plane von Teheran (Mitth. der geogr. Ges., Wien 1877) hat bereits sehr richtig erkannt, dass der Schemirankette gegen Teheran zu einige Vorstufen nach der Ebene zu vorliegen. Er spricht von drei Terrassen, in denen von der Wüste aus der Boden gegen das Albursgebirge langsam aufsteige: *a*) von der Wüste bis zum Lustschloss Kasr Kadschar, *b*) von da bis zu Anfang der Schemiraner Dörfer (Sergende, Tedschrisch u. s. w.), *c*) die Vorhügel, die ins eigentliche Gebirge übergehen.

---

[1]) Gegen die Ränder des Gebirges zu nimmt selbstverständlich die Mächtigkeit der Ausfüllungsmassen der Hochebene ab. Z. B. gelangte man im Garten des Landhauses des Herrn Andrëini zu Sergende beim Brunnengraben schon nach 14 Arschin Tiefe auf Wasser, welches daselbst im Brunnenschacht sofort 7 Arschin hoch aufstieg. Die Mächtigkeit der diluvialen Massen bei Sergende oder an anderen Punkten gleicher Entfernung vom Gebirge würde übrigens natürlich beträchtlich grösser sein, wenn man die Höhe und Mächtigkeit der daselbst entwickelten unregelmässigen, später zu besprechenden, Schutthügel noch dazu rechnen wollte.

Nun kann man den Ausdruck Terrasse im geologischen Sinne hier nur für eine dieser Stufen, nämlich für die unter *b*) begriffene Stufe anwenden. Die Stufe *a*) ist nichts anderes als die langsam und durchaus allmälich nach Süden sich abflachende Steppenebene selbst, auf welcher Teheran steht, und die Stufe *c*) besteht aus unregelmässig geformten Hügeln, deren orographische Selbstständigkeit und zonenartige Anordnung längs dem Fuss des Gebirges zwar augenfällig, deren Gestalt jedoch nur in minder typischer Weise terrassenförmig genannt werden darf.



Die Stufe *b*) indessen, auf welcher an ihrem Teheran zugekehrten Rande das erwähnte Kadscharenschloss erbaut ist, hat alle Merkmale einer wahrhaften Terrasse an sich. Sie besitzt einen regelmässigen, wenn auch nicht zu steilen Absturz gegen die Ebene zu und eine langsam aufsteigende ebene Oberfläche gegen die Dörfer Sergende, Gulahek und Rustamabad zu, wo dann die niedrigen Vorhügel des Schemirangebirges beginnen, in deren Bereich beispielsweise der Marktflecken Tedschrisch und das königliche Lustschloss Niaweran gelegen sind. Die Oberfläche der Terrasse ist, wie ich noch anführen will, vielfach mit losen Steinen bedeckt. Elemente von Gebirgsschutt scheinen an ihrer Bildung vielfachen Antheil zu haben. Sogar von Teheran aus kann man, aus den nördlichen Thoren der Stadt ins Freie tretend, die beschriebene Gliederung des Bodens bei gewissen Beleuchtungen vortrefflich übersehen, eine Gliederung, welche, wie ich hinzufügen muss, durchaus keinem allgemeinen Verhalten am Südfuss des Alburs entspricht, sondern in dieser Weise auf den Südabhang der Schemiranbette beschränkt bleibt.

Die beistehende Profilskizze mag ganz schematisch diese Verhältnisse zwischen Teheran und dem Gebirge erläutern helfen.

Wer blos mitteleuropäische Gebirge und Thäler kennt, wird vielleicht von einer Terrasse mehr oder weniger weiter kein Aufhebens machen, sogar in den Thälern des Alburs selbst gibt es Terrassen

genug, aber für die flussarme persische Plateaulandschaft, an deren Grenze wir uns hier befinden, erscheint die Sache anders.

Das betonte localisirte Verhalten der beschriebenen Terraingestaltung fordert jedenfalls dazu auf, nach localen Ursachen derselben zu forschen, und da scheint nun die Idee nicht ausgeschlossen, dass wir in der fraglichen Terrasse die Spuren eines alten Flusses sehen dürfen, dessen letztes Bett selbst freilich schon längst von jüngeren Gebilden verdeckt wurde, und dass wir in dem Absturz der Terrasse gegen Teheran zu die Reste eines alten Ufers vor uns haben, dessen ursprünglich wohl steilere Böschung im Lauf der Zeiten sich etwas abgeflacht hat. Ist diese Erklärung nicht gut, so hat sie doch den Vortheil, vorläufig die einzige zu sein. Wenigstens gelingt es mir nicht, die fragliche Terrasse in anderer Weise zu begründen, man müsste denn an eine in jüngster Zeit stattgehabte Verwerfung denken, durch welche die hier entwickelten jüngsten Gesteinsglieder betroffen worden wären.

Gibt man aber die Annahme einer alten Flussterrasse in unserem Falle als möglich zu, so fehlt uns der dazu gehörige Fluss, wenn wir nicht im Sinne der früheren Auseinandersetzung den gehobenen Schotter zwischen Surkhhasar und Kemard für alten Flussschotter des Dschedscherud halten, und uns vorstellen, dass dieser Fluss (einer der wasserreichsten auf der Südseite des Alburs) vor Zeiten seinen Abfluss nach der Ebene von Teheran hatte. Die kleinen Bäche, welche von dem Schemiran herabkommen, haben schon deshalb mit jener Terrasse nichts zu thun, weil ihr Lauf von Anfang an zu dem Verlauf der Terrasse senkrecht sein musste. Sie können nur Nebenflüsse eines Flusses gewesen sein, der hier eine Strecke lang dem Schemiran parallel ging.

Wenn also die angeführten Thatsachen die Möglichkeit zulassen, dass der Dschedscherud einst nach der Ebene von Teheran zu seinen Lauf gehabt habe, so bleibt noch immer zu untersuchen übrig, wie so es (jene Hypothese zunächst als erwiesen vorausgesetzt) kommen konnte, dass der Fluss ein neues Bett dem alten vorzog. Ich leugne nicht, dass für diese Frage vor Allem die mir fehlende genaue Kenntniss von der Beschaffenheit des heutigen Flussbettes abwärts von Kemard erforderlich wäre. Ich kenne eben von dort thalabwärts den Dschedscherud nur an zwei Punkten, nämlich dort, wo man denselben am Wege von Teheran nach Semnan und Chorassan, und dort, wo man ihn auf dem Wege von Teheran nach Weramin überschreitet[1]). Diese Punkte liegen

[1]) Der Weg von Schahabdulasim nach Weramin führt über Talamabad, Gertschek und Cheirabad. Man passirt den durch Speisung der zahlreichen, nach den verschiedenen Dörfern der Weraminer Ebene führenden Irrigationscanäle schon sehr reducirten Dschedscherud auf einer gemauerten Brücke etwas östlich vom Dorfe Gertschek und etwa zwei Farsach westlich von der Stadt Weramin. Der Fluss geht von hier nach Süden am westlichen Ende des Hügelzuges von Kenarigird vorbei, vermuthlich dem Keretschflusse zu, der im Süden jenes Hügelzuges, dort, wo das Dorf Kenarigird liegt, vorbeikommt. Der Fluss hat bei Gertschek noch einen schnellen Lauf und rasches Gefälle, welcher Umstand wenigstens nicht gegen die Jugendlichkeit seines dortigen Bettes spricht. Noch ein anderer Umstand verdient daselbst bemerkt zu werden. Am rechten Ufer des Dschedscherud bei Gertschek erheben sich nämlich über der vom Fluss durchschnittenen Ebene knapp am Fluss sehr niedrige Hügel, welche aus theilweise schon locker verkittetem, kleinem, dem Alburs

aber schon am Rande der Ebene, bezüglich in dieser selbst, gewähren also keine Einsicht in die Gebirgsverhältnisse, denen sich der Fluss vor seinem Austritt in die Ebene unterhalb Kemard anbequemen muss. Nur das Eine scheint mir höchst wahrscheinlich, dass der Dschedscherud, wie die bei Kemard selbst bestehenden Verhältnisse erweisen, in einem bis kurz vor seinem Austritt in die Ebene ziemlich verengten Bette festes Gestein durchsägt. Ich mache hierbei darauf aufmerksam, dass die Entfernung von Kemard bis zum südlichen Gebirgsrande keine grosse ist.

Ferner ist festzuhalten, dass die grösstentheils aus paläozoischen oder mesozoischen Kalken zusammengesetzte Gebirgsmasse des Kuh i Surkhhasar, deren Entstehung als Gebirge unter allen Umständen in die Zeit vor den discutirten Veränderungen gesetzt werden muss, ungefähr im Meridian von Kemard nach Osten zu abfällt und abgeschlossen erscheint. Das hügelige Vorland des Alburs, welches man östlich von Kemard auf dem weiteren Wege nach der Stadt Demavend zu passirt, und welches in diesem Fall nicht mehr aus Schotterconglomeraten und ähnlichem losem Material, sondern aus soliden älteren Gesteinen besteht, ist nach Süden hin offen und von keiner Fortsetzung des Kuh i Surkhhasar geschlossen.

Der Fluss durchbricht also unterhalb Kemard keineswegs das Gebirge von Surkhhasar (wenn man darunter nicht die Fortsetzung der dasselbe zusammensetzenden Gesteine, sondern die rein orographische Erhebung versteht), sondern er tritt nur an den Ostabfall dieser Gebirgsmasse heran, geht im Ganzen aber doch, wenn auch in festem Gestein, neben derselben vorbei.

Des weiteren ist festzuhalten, dass der gegenwärtige Lauf des Dschedscherud unterhalb Kemard ein Querthal ist, und dass der hypothetisch discutirte ehemalige Lauf des Flusses in einem Längsthale stattgehabt hätte.

Dass sich Flüsse nun gern an Gebirge aus festerem Gestein herandrängen, dass sie dagegen in losen Erd- oder Gesteinsanhäufungen ein veränderlicheres Bett haben und im festen Gestein, wenn sie es einmal gefunden, ein constanteres, dass sie in einem Längsthal ihr Bett minder leicht behaupten als in einem Querthal, das sind unleugbare und schon verschiedene Male in der Literatur erörterte Thatsachen. (Vergl. auch meinen Aufsatz über die Bildung von Querthälern, Jahrb. der geolog. R.-Anst. 1878.)

Eine kleine meridionale Bodenanschwellung in der Gegend von Surkhhasar (dergleichen lassen sich anderwärts im Alburs nachweisen) konnte leicht zu Gunsten des heutigen Querthales entscheiden.

Um ohne die widerstrebende Annahme von Spaltenbildung plausibel zu finden, dass der Dschedscherud sich in dem niedrigen Bergland südlich von Kemard ein Querthal in festem Gestein bildete, anstatt das breite, hochgelegene Längenthal zwischen Surkhhasar und Teheran

---

entnommenen Gebirgsschutt bestehen, und welche dem Flusslaufe folgen, also in ihrer Entstehung wohl mit dem Flusse selbst irgendwie zusammenhängen, in welcher Weise blieb mir freilich unklar. Die Thätigkeit des Flusses selbst konnte schwer solche Anhäufungen zu Stande bringen. Vielleicht hat man es mit künstlichen Dämmen aus alter Zeit zu thun.

zu behaupten oder aufzusuchen, darf auf die unzweifelhafte Thatsache von dem einst relativ höheren Niveau des Flusses hingewiesen werden. Nimmt man die besprochenen conglomeratischen Schotterbänke für Absätze des Flusses, dann ist diese Thatsache ohnehin klar; ganz evident aber wird dieselbe durch die hohen und mächtigen Thalterassen illustrirt, welche oberhalb Kemard sich dort befinden, wo der Fluss jenseits des Kotel i Kutschik inmitten des Gebirges verläuft.

Dort jenseits der östlichen Verlängerung der Schemirankette nämlich fliesst der Dschedscherud in einem Längsthal, in welchem von unten nach oben die Dörfer Rudek, Hadschiabad und Uschon liegen. Erst von Uschon an aufwärts, bei welchem Dorfe der Igelrud, auch ab i Ahar genannt, der westlichen Verlängerung dieses Längsthals entsprechend in den Dschedscherud einmündet, ist der Lauf dieses letzteren wieder ein ausgesprochenes Querthal. Mächtige und sehr regelmässige Thalterrassen sieht man daselbst schon unterhalb Rudek und namentlich auch in nächster Nähe von Uschon.

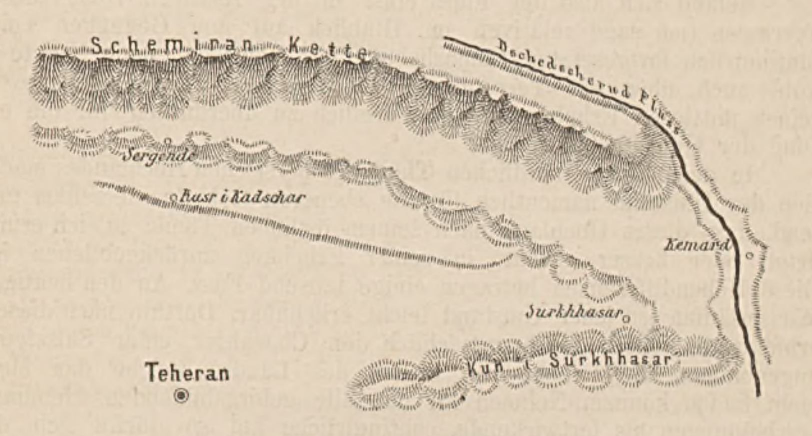
Befand sich also der Fluss einst in der relativen Höhe dieser Terrassen (ich sage relativen im Hinblick auf den Gedanken einer continuirlich fortgesetzten Emporhebung des Gebirges), dann konnte er wohl auch über ein Terrain den heutigen Weg finden, welches in seinen mittleren Erhebungen heute freilich zu überfluthen für ihn ein Ding der Unmöglichkeit wäre.

In dem ganzen nördlichen Theil des persischen Hochlandes macht sich der Umstand namentlich für die ebeneren Gebiete desselben geltend, dass dieses Hochland nach seinem östlichen Theile zu sich erniedrigt, oder besser gesagt, in seiner Erhebung zurückgeblieben ist. Diese Höhendifferenzen betragen einige tausend Fuss. An den heutigen Wasserläufen ist jener Umstand leicht erkennbar. Dorthin nach diesem erniedrigten Theil, der hauptsächlich den Charakter einer Salzsteppe angenommen hat, streben alle Flüsse des Landes, welche das Meer nicht finden können. Nehmen wir nun alle gebirgsbildenden Hebungserscheinungen als fortwirkende, continuirliche an, so dürfte sich die Differenz zwischen den mittleren Höhen der schneller aufsteigenden Bodenmassen im Westen und denjenigen der in langsamerer Bewegung zurückbleibenden Bodenmassen im Osten mehr und mehr gesteigert haben. Es konnte also auch bei Flüssen, sofern ihnen dafür einiger Spielraum blieb, die Tendenz, ihre Mündung in die Ebene weiter ostwärts zu verlegen, eintreten. Dafür wäre in unserem Falle der Dschedscherud ein Beispiel.

Ich bin weit entfernt, die hier nur versuchsweise entwickelten Ansichten, welche übrigens auch, wenn fest begründet, nur ein locales Interesse in Anspruch nehmen könnten, der Wissenschaft als sichere Ergebnisse aufdrängen zu wollen. Ich muss deshalb den Leser, der vielleicht solche positive Ergebnisse zu finden erwartete, um Entschuldigung bitten, wenn ich mich nicht mit der Angabe der einfachen Thatsachen begnügte, dass zwischen Surkhhasar und Kemard Schotterbänke in einer räthselhaften Position und am Südfusse des Scheminan gewisse Terrassenbildungen vorkommen. Ich habe indessen hier, wie bei Allem, was ich bis jetzt gleichsam stückweise über persische Geologie mittheilen konnte, mehr einen hoffentlich glücklicheren Nach-

folger in Persien, als den Beifall unbetheiligter Leser der mir jetzt näher stehenden Fachkreise im Auge gehabt. Es mag wenigstens, wie schon Eingangs dieser Arbeit betont wurde, nicht ganz müssig sein, durch Präcisirung bestimmter Aufgaben einige Ordnung in das Chaos von Beobachtungen zu bringen, welches sich einem Reisenden in der grossartigen und complicirten Gebirgswelt eines Landes wie Iran entgegenstellen kann. Ob dann die Lösung solcher Aufgaben in einer schon angedeuteten Richtung erfolgt oder nicht, kann mir gleichgiltig sein.

Die beistehend abgedruckte, rein schematische und unter Hinweglassung alles nebensächlichen Details ausschliesslich zur Erläuterung der geschilderten Verhältnisse bestimmte Kartenskizze zeigt die Terrasse bei Kasr i Kadschar, die früher erwähnten Schutthügel bei Sergende und die Bodenerhebung zwischen dem Dschedscherud und der zwischen zwei Gebirgsketten eingeschlossenen Ebene zwischen Teheran und Surkhhasar.



Es mögen hier noch einige Beobachtungen über ähnliche Schotterbildungen wie die beschriebenen angereiht werden, welche an anderer Stelle am Südfusse des Alburs von mir beobachtet wurden, und für welche, wenn wir die locale Selbstständigkeit derselben annehmen wollen, auch locale Entstehungsursachen zu finden wären. Die Aehnlichkeit der zu erwähnenden Schotterbildungen untereinander und mit der beschriebenen Bildung von Surkhhasar ist jedenfalls noch kein nothwendiger Beweis für die etwaige Zusammengehörigkeit derselben zu einem und demselben Absatzgebiet, als welches man sich etwa ein Seebecken vorstellen könnte, dessen Brandung noch in jüngerer Zeit bis an den südlichen Fuss der Albursberge gereicht hätte. Diese Aehnlichkeit ist ihrem Grade nach nicht grösser, als es die gegenseitige Aehnlichkeit zum Beispiel der flach, aber deutlich geneigten breiten Schotterfelder ist, über welche mehrere der heutigen Flüsse des Alburs in deltaartiger Vertheilung den Fuss dieses Gebirges bei ihrem Austritt in die Hochebene verlassen. (Vergleiche meinen Aufsatz über die Entstehung der Salzsteppen. Jahrb. 1877, pag. 347 [7].)

Ein derartiges Seebecken, wie das oben gedachte, gegen dessen Voraussetzung man sich jedoch nicht oft genug aussprechen kann, würde ja auch längs der südlich vom Alburs entwickelten Hügelzüge, als an seinen anderen Ufern analoge Spuren seiner Existenz haben zurücklassen müssen, wofür aber keinerlei Anhaltspunkte vorliegen.

Eine halbe Stunde östlich von Abdullabad, auf dem Wege nach Lasghird, passirt man ein meist trockenes, tief in sehr mächtige Schotterbildungen eingerissenes Flussbett, welches die hauptsächlich aus den Gesteinen der miocänen Salzformation bestehende, etwa drei Farsach breite Hügelmasse zwischen Abdullabad und Lasghird durchschneidet. Auf der rechten Seite dieses Flussbettes steht auf einer aus solchem Schotter bestehenden Anhöhe eine kleine Ruine in malerischer Oede und Einsamkeit. Die Schotterbildungen erscheinen hier der Salzformation discordant auf- und angelagert. Sie zeigen eine conglomeratische, lose Verkittung und bekunden sowohl dadurch eine gewisse Aehnlichkeit mit denen von Kemard am Dschedscherud, als auch durch den Umstand, dass sie nach dem Bachbett zu in schroffen Wänden aufgeschlossen sind. Andererseits aber zeigt sich hier deutlich der Anschluss der Schottermassen an ein heutiges Flussbett, so dass es für die Beziehung dieser Ablagerung zu einem Flusslauf keiner besonderen Erklärung bedarf.

Schwieriger zu verstehen sind dagegen einige derartige Ablagerungen noch weiter östlich, nämlich in der Gegend von Ahuwan, östlich von Semnan. Das Gebirge von Ahuwan, welches man auf dem Wege von Semnan nach Kusche, bezüglich nach Damghan überschreiten muss, ist gleichsam ein in die Hochebene vorgeschobenes Bollwerk am Südfusse des Alburs. Es besteht in seinem Kern aus älteren Gesteinen verschiedener Formationen, welche von jüngeren Bildungen und unter diesen auch von Schotterbänken umgeben worden. Doch stehen diese letzteren in keiner directen Verbindung mit den eben beschriebenen Schotterconglomeraten bei Lasghird.

Zur besseren Orientirung will ich die jüngeren Gebilde zwischen Lasghird und Ahuwan und Kusche kurz beschreiben.

Geht man von Lasghird aus über die am Fusse des Alburs sich hinziehende Hochebene nach Osten, so überschreitet man zunächst bis etwas hinter dem grossen Dorfe Surkheh ein völlig ebenes Lössterrain. Von da bis Semnan wird der Boden steiniger und ein klein wenig unebener. Der Löss mischt sich hier mit Elementen von Gebirgsschutt, denn Semnan liegt näher am älteren Gebirge, als Lasghird. Am weiteren Wege von Semnan nach Ahuwan senkt sich etwa einen Farsach lang dieser Boden allmälig, um dann ebenso allmälig wieder gegen das Gebirge von Ahuwan zu aufzusteigen.

Ziemlich genau in der Linie dieser Einsenkung, etwas südlich von dem Caravanenwege, liegt einsam ein modernes Bauwerk. Es stellt eine Art von Portal vor und bildet den Eingang zu einem künstlich gegrabenen Brunnen. Von diesem Portale gelangt man in einer Art schiefen Tunnels oder breiten schrägen Stollens auf hohen breiten Stufen abwärts in die Tiefe, in welcher man Wasser, leider indessen völlig salziges gefunden hat, welches der aufgewendeten Mühe nicht lohnte. Ich schätzte diese Tiefe auf ungefähr 150 Fuss. Der Tunnel ist überall

mehr als eine Klafter hoch und nur in seinem obersten Theil gewölbeartig ausgemauert. Der übrige Theil ist gänzlich frei in einem kleinstückigen Schuttterrain ausgehöhlt, welches hier den Boden der Hochebene zusammensetzt. Es ist, genauer gesagt, ein Terrain, bei welchem in einer lössartigen Masse die Gesteinsstückchen in grosser Menge verbreitet sind, ähnlich der Bodenzusammensetzung bei den nördlichen Wällen von Teheran. Schichtung ward nicht bemerkt. Die Möglichkeit, einen solchen Tunnel, wie den beschriebenen, hier auszuhöhlen, spricht für ein ziemlich festes Zusammenhalten und für grosse Gleichartigkeit des ganzen Materials. Das letztere gehört zu den ohne Beihilfe von ausgesprochenen Wasserläufen gebildeten Ausfüllungsmassen der Ebenen des persischen Hochlandes.

Die Elemente von Gebirgsschutt in der Masse werden immer grösser und gröber und wir steigen in das Gebirge von Ahuwan empor. „Einige Meilen hinter Semnan", schreibt Grewingk (Geogn. und orogr. Verh. d. nördl. Persiens, Petersburg 1853, p. 112) „geht der Weg durch den Ahijun- (Ahuwan-) Pass, wo Kalksteine vorherrschen und Grünstein auftritt, doch auch mächtige Sand- und Kieslagen angetroffen werden. Ebendieselben, ferner Kalkstein und rothe und weisse Sandsteine sieht man in der Ebene von Ahijun über Damghan nach Schahrud."

Bemerken will ich nur, dass die aus wenigen Häusern und Caravansereigebäuden bestehende Station Ahuwan auf der Ostseite des zu überschreitenden Gebirges liegt. Ehe man dorthin gelangt, kommt man zu dem verfallenen, noch etwa 2 Farsach von Ahuwan entfernten Orte Tschaschkoran. Vor Tschaschkoran sieht man hauptsächlich dunkle, stellenweise schiefrige Kalksteine von vielfach gestörter Lagerung und Grünsteine. Kuppen von wahrscheinlich diabasischem Grünstein sieht man dann bei Tschaschkoran selbst. Diesen Gesteinen sind stark eisenschüssige Gangmassen untergeordnet. Doch sah ich gerade nichts Abbauwürdiges. Hier bei Tschaschkoran entspringen einige Quellen, die sich sofort zu einem Bach vereinigen, an dessen Rändern sich weisse Salzausblühungen finden, obschon das Quellwasser selbst nicht salzig ist. Weiterhin sieht man gelbe, sandige Mergel, die ich für obercretacisch halte, später Conglomerate und helle Sandsteine mit Schichtenneigungen bis zu 20 Grad und endlich auch bunte Mergel, welche letzteren Gesteine ich sämmtlich für tertiär halte.

Alle diese Gebilde werden, von Tschaschkoran angefangen bis Ahuwan nach der Seite des Alburs zu, wo das Terrain sich zwischen beiden Gebirgen einsenkt, vielfach von lose verbundenen Schotterconglomeraten umlagert und stellenweise übergreifend bedeckt. Von Ahuwan weiter östlich, führt der Weg, ehe er wieder in die dem Südfuss des Alburs parallele Ebene kommt, durch ein niedriges, flachkuppiges Hügelland, welches ganz aus solchen lose verbundenen Schottermassen besteht, deren Schichtung, wo sie bemerkt werden kann, horizontal ist. Nach dem Verlassen dieser Hügel fällt der Boden in einer langsam geneigten ebenen Fläche ab bis in die Gegend der Station Kuschi. Diese Fläche ist grösstentheils steinig und nur stellenweise besteht sie aus feinschüttigerem oder gar sandigem Material. Hinter Kuschi bis Daulatabad geht aber der Weg über ein ebenes und noch mehr, als

es in diesen Landschaften gewöhnlich ist, vegetationsarmes, oft sehr sandiges Lössgebiet.

Die bewussten Schottermassen erscheinen also auch in diesem Falle ähnlich wie bei Surkhasar als gehoben und selbstständig gegenüber dem Ausfüllungsmaterial der Hochebene, ebenso wie sie allen älteren und zunächst auch den tertiären Ablagerungen gegenüber durch ihre horizontale Schichtung und ihr discordantes Verhalten selbstständig gelagert sind.

Weitere Beziehungen indessen oder Anhaltspunkte für die Entstehung der fraglichen Bildungen zu ermitteln war ich ausser Stande. Meine Bekanntschaft mit dieser nur einmal bereisten Gegend von Ahuwan war dazu vielleicht zu flüchtig. Ein irgend bedeutender Fluss tritt heute in diesem Theil des Alburs nicht aus dem Gebirge, nur kleine Bäche verlassen dasselbe. Ich kann deshalb vorläufig nicht einmal versuchsweise wie beim Dschedscherud den Beweis führen; dass in jener ostwestlich verlaufenden, aber doch nach Ost und West sich abdachenden Terrainsenkung zwichen dem Alburs und dem Gebirge von Tschaschkoran-Ahuwan einst, vielleicht in der jüngsten Neogenzeit das Längenthal eines Flusses bestand, aber ebenso würde es mir als eine durchaus willkürliche Annahme erscheinen, jene Schotterbildungen für marine zu halten.

Im Falle aber der Discutirbarkeit der ersteren Annahme möchte der Umstand zu berücksichtigen sein, dass jenes Längenthal durch eine quer gegen seine Richtung verlaufende Bodenanschwellung für eine zusammenhängende Wassercirculation unzulänglich werden konnte, namentlich wenn bei dem allmäligen stärkeren Hervortreten des trockenen Steppencharakters gegen die Diluvialepoche hin das Klima dieser Gegend ein Austrocknen oder die zunehmende Wasserarmuth der Flüsse begünstigte. Die meridianen Streichungsrichtungen, welche ich in dem Gebirge von Tschaschkoran mehrfach constatirte (vgl. Tektonik d. Albursgebirges, 1877, pag. [23]) würden die Tendenz der Entstehung einer solchen Bodenanschwellung recht erklärlich machen.

Gehen wir am Südrande des Alburs noch etwas weiter ostwärts, so sehen wir hinter Kuschi, bis wohin der steinige Boden langsam abfällt, wieder ein typisches, ebenes Lössterrain, welches sich bis zu dem 3 Farsach von Kuschi entfernten Daulatabad fortzieht. Doch wird jene Bildung hier stellenweise sehr sandig und in Folge dessen oft nahezu vegetationsleer und viel öder als die ohnehin vegetationsarme Steppe es sonst schon ist. Auch weiterhin bis Damghan verläuft der Weg am Rande des Gebirges über eine nahezu ebene Fläche, welche sich stellenweise noch aus sandigem Lehm, stellenweise aber aus stark zerkleinertem Gebirgsschutt bestehend erweist. Unter den Bestandtheilen dieses Schuttes sind, dies sei im Vorübergehen erwähnt, besonders Kalkstückchen herrschend, namentlich eines weisslichen, dichten Kalkes, dann auch eines dunklen und hie und da eines rosenrothen Kalkes, ausserdem aber Stücke von Grünstein (Diorit?) und eines rothen Sandsteins, welcher dem petrographischen Ansehen nach mit dem alten rothen Sandstein des Alburs übereinstimmt. Ich erwähne solche unbedeutende Einzelheiten, weil der hier benachbarte Theil des Alburs zu den wenigst bekannten Gebieten dieser Kette gehört und bei einer

künftigen Untersuchung desselben, wo es sich darum handeln wird, die in den Fragmenten des Gebirgsschuttes repräsentirten Formationen anstehend nachzuweisen, jede einzelne Spur von Wichtigkeit werden kann. Von Interesse kann da besonders die Ermittlung jenes rosenrothen Kalkes im anstehenden Gebirge werden, insoferne man es da mit einem neuen, in der Schichtenreihe der den Alburs zusammensetzenden Gesteine bisher noch nicht bekannten Formationsgliede zu thun haben könnte.

Von Damghan weiter ostwärts reisend kommt man über die Ruinen des verlassenen Dorfes Begh und über Memandus, Maniabad und Gaderabad nach Dehi Mullah, der letzten Station auf dem Wege von Teheran nach Schahrud. Der Boden hier besteht fast durchgehends aus Steppenlöss und wird erst bei Dehi Mullah steinig. Hier treffen wir auch wieder auf Schotterbildungen von der Art, wie sie uns früher interessirt haben.

Bereits in meiner Arbeit über die Mineralreichthümer Persiens (pag. [70]) hatte ich Veranlassung, bei Beschreibung des Weges von Dehi Mullah nach dem alten Kupferbergbau am Siotschekel dieser Schottermassen zu gedenken, welche dort deutlich horizontal geschichtete Bänke bilden, aus welchen das ganze Terrain zwischen dem Gebirge und Dehi Mullah besteht. Es ist zwar nicht leicht einzusehen, wie der kleine, hier das Gebirge verlassende Bach solche Mengen von Geschiebematerial hat absetzen können, indessen ist doch eben wenigstens ein Bach vorhanden, auf den die Geschiebe zurückgeführt werden können, und auch der Umstand, dass sich weiter thalaufwärts schon inmitten des Gebirges Ueberreste ziemlich bedeutender conglomeratisch verbundener Schotterabsätze finden (vergl. l. c. p. [71]), welche wohl in Verbindung mit denen am Aussenrande des Gebirges gedacht werden müssen, spricht für den fluviatilen Ursprung der letzteren. Bei der typischen Aehnlichkeit wiederum, welche diese zu losen Conglomeraten verkitteten Bildungen mit den Schotterconglomeraten von Ahuwan und Surkhhasar besitzen, wird uns die Auffassung der letztgenannten im Sinne eines fluviatilen Ursprungs erleichtert.

Culturschichten und Säugethierreste im persischen Steppenlehm.

Ehe wir die Gegenden südlich der Alburskette verlassen, möchte ich noch einiger Angaben gedenken, welche als Ergänzung unserer Anschauung von den jüngeren Gebilden der persischen Hochflächen dienen können.

Da ich es nicht für unnütz halte, die von früheren Autoren in nicht fachwissenschaftlichen Reisebeschreibungen eingestreuten geologischen Daten in meinem für specielle geologische Kreise bestimmten Aufsätzen an geeigneter Stelle hervorzuheben, um so allmälig ein Zusammenfassen unserer geologischen Kenntniss von Persien zu erleichtern, so will ich bei dieser Gelegenheit auf die interessanten Beobachtungen hinweisen, welche Filippi (note di un viaggio in Persia, Mailand 1865, p. 199—202) im Thale des Flusses Abhar zwischen Sultanieh

und Kaswin anstellte, als er durch die Krankheit eines seiner Reisegefährten bei Sainkale zu längerem Aufenthalt genöthigt wurde.

Der Abhar, einer der das Meer nicht erreichenden Steppenflüsse, fliesst in jener Gegend in einem weiten schlammigen Bett. Seine Ufer sind stellenweise steil, wie es bei Lössschluchten üblich ist. Filippi erkannte nun an zwei von ihm beschriebenen Stellen dieser Uferwände einen geschichteten Wechsel von Gebilden, welche ihm einen deutlichen Einblick in den Aufbau der persichen Steppenausfüllungen zu gewähren schienen.

An der einen Stelle, wo die Uferwand sich 4·65 Meter über den heutigen Spiegel des Flusses erhob, fand sich zu oberst eine Schicht, die Filippi einfach als Steppenlehm bezeichnet. Darunter lag eine dünnere Schicht eines Lehmes mit zahlreichen und grossen schwärzlichen Knollen von Brauneisenstein (ferro idrossidato), darunter wiederum lag eine dünne Schicht gelblichen Mergels, unterlagert von einer dunkelgrauen Culturschicht mit vielen Bruchstücken von Gefässen aus gebranntem Thon, kleinen Stückchen Kohle und Fragmenten von Knochen. Darunter kommt dann eine Schicht von Thon und Sand und endlich ganz unten ein „sandiger gelber Thon".

An einer zweiten Stelle, etwa 250 Schritt von der ersten entfernt, liegt unter dem Steppenlehm abermals ein „Lehm und Sand mit grossen schwärzlichen Knollen" und darunter diesmal direct eine mächtige Culturschicht, welche durch eine sandige Zwischenlagerung in zwei Theile getheilt wird. Eine ähnliche sandige Schicht findet sich an der Basis der Culturschicht und darunter kommt wieder ein Thon, in welchem unteren Thon in einer Tiefe von 3 Metern (unter der Oberfläche) noch ein vereinzeltes Stück Holzkohle entdeckt wurde.

Nach Waffen oder Werkzeugen wurde in der betreffenden, hier an zwei Stellen aufgeschlossenen Culturschicht vergebens geforscht.

Filippi verfolgte einen Theil der geschilderten Ablagerung des Abhargebietes noch weiter nach Osten bis in die Gegend der Dörfer Kurrumdereh und Kyrwah. Bei Sainkale lagen jene Bildungen noch in der Nähe von Graniten und älterem Gebirge. Sie sind dort in der Nähe ihres Ausgehenden und von geringerer Mächtigkeit. Gegen die beiden letztgenannten Dörfer zu nehmen sie an Mächtigkeit zu. Allerdings traf Filippi hier nur mehr die Repräsentanten der beiden obersten jener Schichten, den oberen Steppenlehm und den zunächst darunter befindlichen Lehm mit schwarzen Knollen. Von der Anwesenheit einer Culturschicht spricht er an diesen Stellen nicht mehr. Es ist ja auch wohl einleuchtend, dass derartige Culturschichten immer nur local vorkommen können.

Filippi hat vollkommen Recht, wenn er den hier erwähnten Beobachtungen besondere Wichtigkeit beilegt. Er geht allerdings etwas weit, wenn er später in einem zusammenfassenden Capitel seines Buches (p. 369) meint, die Localität bei Sainkale müsse als Ausgangspunkt für die späteren Forschungen über die jüngere, die persischen Hochebenen bedeckende Formation dienen. An der Hand der Richthofen'schen Lösstheorie ist es auch ohne Rücksichtnahme auf Sainkale gelungen, eine ziemlich ausreichende Vorstellung von der Bildung und Bedeutung jener Formation zu erlangen.

Die Annahme ist auch keine nothwendige, die Ausfüllungsmassen der persischen Steppendepressionen müssten überall in ähnlicher Weise gegliedert und geschichtet sein wie am Abhar. Dagegen sprachen sogar gewisse directe Beobachtungen, die ich bei Damghan und bei Teheran anstellen konnte, und welche in diesem Aufsatz mitgetheilt wurden. Immerhin ist es interessant hier einen der seltenen Fälle zu betrachten, wo ein Fluss verticale Aufschlüsse inmitten jener Ausfüllungsmassen herstellt, abgesehen von dem Interesse, welches der Nachweis einer Culturschicht an und für sich beanspruchen darf.

In den mitgetheilten Beobachtungen liegt keinerlei der Richthofen'schen Löss- und Steppentheorie abträgliches Moment. Man kann selbstverständlich Filippi keinen Vorwurf daraus machen, dass er die Grundsätze dieser erst später aufgestellten Theorie nicht schon für seine Auffassung der geschilderten Verhältnisse verwendet, aber es ist lehrreich zu sehen, wie schwer es ihm wird, ohne Kenntniss jener Grundsätze überhaupt eine befriedigende Auffassung zu finden. Er sagt (p. 208), man könnte vielleicht auf den Gedanken kommen, jene Ablagerungen bei Sainkale seien das Product der Thätigkeit des Flusses Abhar selbst. Doch brauche es nicht viel um einzusehen, dass diese Thätigkeit des Flusses geradezu eine entgegengesetzte sei. Der Abhar furche sich ja sein Bett in einem präexistirenden Terrain aus, nicht aber bilde er dieses Terrain. Nichtsdestoweniger müsse jenes Terrain seine Entstehung doch einer diluvialen Strömung verdanken, welche wohl dieselbe Richtung wie der heutige Fluss gehabt habe. Gleich darauf heisst es, augenscheinlich sei die vom Abhar durchflossene Hochebene ein Becken, ein See oder besser ein Busen eines derartigen Beckens gewesen, welcher mit Trümmermaterial von der grossen Alburskette ausgefüllt worden sei, eine Annahme, welche sich freilich mit jener eines diluvialen Stromes an derselben Stelle nicht gut verträgt. Später beunruhigt den Autor die Frage, woher denn, da der Steppenlehm über alle Hochebenen Persiens verbreitet ist, jene Wassermassen gekommen sein könnten, um jene Ströme und Seen zu erzeugen. Er selbst ist, wie wir später noch sehen werden, ein Gegner der Annahme einer Eiszeit in Persien. Deshalb hilft er sich (p. 370 und 371) mit der Annahme einer unserer europäischen Eiszeit correspondirenden Schneezeit (periodo nevale) für Persien und glaubt, dass beim Schmelzen des vielen Schnees am Ende jener Zeit sich der Steppenlehm und die anderen an der Ausfüllung der persischen Depressionen theilnehmenden Bildungen abgesetzt hätten.

Unter Voraussetzung des von mir bei Gelegenheit der Besprechung der persischen Salzsteppen Gesagten ist es wohl nicht nöthig, auf die Vorstellungen Filippi's widerlegend einzugehen. Abgesehen von allen anderen Einwendungen, die man machen könnte, genügt der Hinweis auf die Existenz gerade einer Culturschicht unter einem Theil des lössartigen Steppenlehms, um wenigstens für diese oberste Bildung die Erklärung durch fluviatile Wirkungen und dergleichen auszuschliessen. Derartige Culturschichten, wenn sie nicht Pfalbauen angehören, wofür hier kein Beweis vorliegt, bilden sich, um mich so auszudrücken, auf trockenem Wege an Ort und Stelle der alten Ansiedelungen, angeschwemmt wurden sie in dieser Gestalt nicht. Der Steppenlehm über der Culturschicht kann jedoch kaum beanspruchen, dass man

seinetwegen noch eine besondere Ueberschwemmungshypothese, etwa eine Wiederholung jener Schneezeit und dergleichen erfindet. Die Eisensteinausscheidungen an der Basis dieses obersten Steppenlehmes stehen wohl auf gleicher Stufe mit den Eisensteinausscheidungen, welche wir in manchen diluvialen Lehmen Oesterreichs (z. B. Krain's) kennen und sind concretionäre Ansammlungen eines local im Lehm befindlichen Eisengehaltes.

Die verschiedenen sandig thonigen, sandig lehmigen oder sandig mergeligen gelben Bildungen, von denen Filippi sonst noch spricht, und welche theils zwischen, theils unter der betreffenden Culturschicht liegen, sind wohl auch nichts anderes als Steppenlehm, das heisst Löss, der natürlich stellenweise sandiger, stellenweise etwas kalkiger sein kann, wie denn dergleichen Verschiedenheiten sich in allen Lössgebieten finden.

Filippi macht (p. 370) die Bemerkung, die fraglichen Ablagerungen von Steppenlehm befänden sich zwischen der relativ kurzen Strecke zwischen Sultanieh und Kirwah (70—80 Kilometer Distanz) nach den Messungen seines Freundes Ferrati, in sehr ungleichen Höhen. Sultanieh liege 1860 Meter über dem Meere. Sainkale 1724 und Kirwah 1450 Meter. Er schliesst daraus, die Wassereinbrüche, denen jene Ablagerung ihre Entstehung verdanken, müssten schon der absoluten Höhe jener Punkte wegen eine aussergewöhnliche Ausdehnung gehabt haben. Auf die bedeutenden Höhenunterschiede der verschiedenen von Steppenlöss erfüllten persischen Depressionen habe ich schon in dem Aufsatz über die Salzsteppen hingewiesen (wir kennen Höhendifferenzen bis zu 4000 Fuss), ich sehe aber in dieser Thatsache nichts anderes als die den Löss charakterisirende Anschmiegung an die Conturen der jeweiligen seiner Ablagerung dienenden Oberfläche, eine Thatsache, welche namentlich auch im Hinblick auf die im Osten (nach der grossen Salzsteppe zu) stattfindende Communication eines grossen Theiles der lösserfüllten Hochebenen nur durch die Annahme einer atmosphärischen Entstehung des Löss erklärt werden kann. Ich werde Gelegenheit haben, an anderer Stelle diesbezügliche Beobachtungen über den Löss Galiziens mitzutheilen, welche zur weiteren Illustrirung dieser Eigenthümlichkeit des Löss dienen können.

In jedem Falle resultirt aus den Verhältnissen von Sainkale der directe Beweis, dass die Bildung des Steppenlöss noch zur Zeit des Menschen vor sich gegangen ist, worüber wir freilich an sich kaum einen Zweifel haben können, wenn wir diese Bildung durch Sandstürme und ähnliche atmosphärische Vorgänge noch heute fortschreiten sehen.

Wie sehr schliesslich der allgemeine Habitus der persischen Lössbildungen an die gleichartigen Bildungen Europas zu erinnern geeignet ist, mag aus den Worten Filippi's hervorgehen (l. c. p. 369), er zweifle nicht, dass man für den Steppenlehm im Hinblick auf ähnliche Bildungen in Europa die Altersbezeichnung diluvial anwenden könne, und es fehle nur noch an der Auffindung von Elephantenzähnen und Rhinocerosknochen, um diese Aehnlichkeit vollständig zu machen.

Bei der mehrfach erwähnten Seltenheit verticaler Aufschlüsse im persischen Löss ist nicht zu erwarten, dass derartige Funde so bald und an vielen Punkten gemacht werden. Es fehlt uns indessen schon

heute nicht mehr an Andeutungen einer jung-diluvialen Wirbelthierfauna in Persien. Ich verweise diesbezüglich vor Allem auf die Abhandlung von J. F. Brandt über die von Herrn Mag. Ad. Goebel auf seiner persischen Reise bei der Stadt Maragha in der Provinz Aderbeidjan gefundenen Säugethierreste (in der Denkschrift des Naturforscher-Vereins zu Riga, herausgegeben in Anlass der Feier seines 25jährigen Bestehens, Riga 1870).

Das von Filippi gewünschte Rhinoceros und die Elephanten sind da.

Bereits Abich beschrieb in seiner Abhandlung über das Steinsalz im russischen Armenien (mém. de l'acad. de St. Petersb. VI. Serie, Bd. VII, p. 141) einige Reste von Säugethieren, welche Herr Khanykoff bei Maragha im nordwestlichen Persien entdeckt hatte. Abich erkannte Stosszähne elephantenartiger Thiere, Reste eines Hirsches und ein eselartiges Thier, das er als *Onager fossilis* beschrieb.

Brandt bestimmte aus der Goebel'schen Aufsammlung Reste vom Wolf, der noch jetzt in Persien lebt, von einer Hyäne, vielleicht der noch jetzt in Persien lebenden *H. crocuta* angehörig und von *Bos Bison*. Da noch heute im Kaukasus wilde Bisonten vorkommen und die von den assyrischen Königen (vergl. Brandt, Zoogeogr. Beiträge, p. 130) einst gejagten riesigen Stiere wahrscheinlich ebenfalls Bisonten waren, hat dieses Vorkommen nichts Auffälliges. Dann fand Brandt Reste von *Cervus elaphus* (kommt auch noch heute in gewissen Theilen Persiens vor) von *Equus caballus* und von *Rhinoceros tichorhinus*. Da dieses letztere sich als steter Begleiter des Mammuth zeigt, so vermuthet Brandt, dass die von Abich erwähnten Elephantenreste sich auf das Mammuth beziehen möchten. Was den von Abich erwähnten wilden Esel (*Onager*) betrifft, so möchte Brandt die Vermuthung nicht ausschliessen, dass er einer der heute noch in Asien vorkommenden Arten von Wildeseln entsprechen könnte. (Beispielsweise leben in Chorassan und in den Gebieten der persischen Salzwüste noch heute wilde Esel.)

Brandt hebt am Schlusse seiner überaus wichtigen Mittheilung besonders hervor, dass die Mehrzahl jener Säugethiere noch lebenden Arten angehören, und zwar, wie man hinzufügen darf, in Persien selbst oder in der Nachbarschaft lebenden Arten, nur das Rhinoceros und die Elephanten finden sich nicht mehr, dafür sind das Formen, welche unsere europäischen Diluvialbildungen, insbesondere den Löss, besonders charakterisiren. Brandt glaubt deshalb, die Ablagerungen von Maragha möchten sich der nordischen Eiszeitperiode gleichstellen lassen. Andrerseits scheint mir jedenfalls die ganze besprochene Fauna, insbesondere das Vorkommen eines Wildesels ganz gut mit der Annahme eines Steppenklimas für die Diluvialzeit in Persien vereinbar zu sein, wenn man sich auch die mittlere Wärme jenes Klimas nicht so hoch wie heute zu denken braucht. Ob ein derartiges Steppen-, also trockenes Klima mit der Annahme von riesigen Wasserbedeckungen vereinbar ist, will ich nicht näher erörtern, da die Frage, um die es sich hier handelt, genugsam bekannt ist.

Leider befindet sich der Fundort jener Fauna nicht im typischen Steppenlöss, sondern „in einem thonigen Mergelboden von rothbrauner

Farbe", der Gyps enthält. Dieser Mergel, bildet nach Goebel den Boden der dortigen Ackerkrume und bekleidet auch die zunächst befindlichen Hügel. Es scheint, dass man es da mit einem eigenthümlich ausgebildeten Repräsentanten des Steppenlehms zu thun hat.

Die Hoffnung, sehr zahlreiche ähnliche Säugethierfundpunkte im Bereich des Steppenlehms in Persien zu entdecken, ist leider bei dem schon betonten Mangel verticaler Aufschlüsse in demselben nicht so gross, wie in Lössgebieten mit freiem Abfluss. Dafür werden, und dies kann anhangsweise bemerkt werden, die in manchen Gegenden des Landes nicht seltenen Höhlen im Kalkstein oder sonstige Grotten sicherlich eine einstige Ausbeute lohnen. Beispielsweise mag auf die bereits von mehreren früheren Reisenden besuchte Grotte Ikanderiah bei Sagedabad im Sahend-Gebirge (Grewingk, nördl. Pers., pag. 51), welche durch ihre Dunstausströmungen mit der berühmten Hundsgrotte bei Neapel Aehnlichkeit besitzen soll, hingewiesen werden, von der es heisst: „Viel wilde Thiere scheinen hier ihren Tod gefunden zu haben, wie die vermoderten Knochen andeuten." Hoffnungsreicher freilich möchten die Höhlungen der älteren Kalkgebirge zwischen Chonsar und Isfahan sein.

Die künstlichen Hügel oder Tepe.

Die Besprechung der anthropologischen, für die Geologie der jüngsten Ablagerungen der persischen Steppe so wichtigen Funde Filippi's leitet uns zur Erwähnung gewisser augenscheinlich von Menschenhand herrührender Bildungen desselben Hochlandes hinüber. Ich meine hier die stellenweise in ziemlicher Anzahl über die ebenen Flächen des Hochlandes zerstreuten künstlichen, in Persien *tepe* genannten Hügel, welche vielfach von so bedeutenden Dimensionen sind, dass sie ein eigenthümliches Element der Landschaft bilden und in gewissem Sinne Gegenstand der Geologie werden können.

Bearbeitet ja doch überhaupt die junge anthropologische Wissenschaft ein eigenthümliches Grenzgebiet der Geologie, das der Geologie und der Geschichte, also zweier Wissenschaften, die in ihren Ausgangspunkten und ihrer bisherigen Entwicklung so völlig verschieden sind und erst jetzt in der Anthropologie ihren Berührungspunkt gefunden haben. Wenn auch dem Geologen die endgiltige Entscheidung gerade des historischen Inhalts der in diesem Grenzgebiet beider Wissenschaft auftauchenden Fragen nicht zusteht, so wird seine Mitwirkung doch andererseits beim Befunde der Lagerungsverhältnisse der vorgeschichtlichen, den Menschen betreffenden Documente nicht immer entbehrt werden können. In unserem Persien betreffenden Specialfall hebt zudem Filippi (l. c. p. 372) besonders hervor, dass der anthropologische Inhalt jener von ihm entdeckten, zweifellos natürlichen Ablagerungen am Abhar mit dem diesbezüglichen Inhalt einiger von ihm untersuchten künstlichen Hügel übereinstimme. Das mag die Berechtigung vermehren, in einem der geologischen Beschreibung gewidmeten Aufsatz wenigstens kurz den gegenwärtigen, freilich noch ungeheuer zurückgebliebenen Stand der Frage nach dem Ursprung und dem Wesen

der persischen *tepe* oder *tappeh* anzudeuten. Zur geologischen Geschichte der Veränderungen auf der Erdoberfläche gehören überdies die durch Einwirkung des Menschen geschaffenen Veränderungen vielleicht in ebenso berechtigter Weise, wie gewisse durch andere Lebewesen hervorgebrachte Neuschöpfungen, deren Erörterung schon von jeher völlig unbestritten der Geologie zugefallen ist.

Zunächst darf ausgesprochen werden, dass für jeden Geologen der künstliche Ursprung der *tepe* sofort augenfällig ist. Man wird notorisch künstlichen Erdanhäufungen, wie etwa dem Kosciuško-Hügel bei Krakau oder dem Hügel, auf welchem das Castell von Udine steht, sofort ansehen, dass sie geologisch in den Rahmen der Landschaft, in welcher sie figuriren, nicht passen. Aehnlich fehlt für die persischen *tepe's* jegliche natürliche *raison d'être*, wenn man ihre eigene Beschaffenheit mit der geologischen Natur ihrer Umgebungen vergleicht. Solche, oft 50 bis 60 Fuss hohe, manchmal sogar noch viel grössere Erdhaufen von, sei es mehr runder, abgestumpft conischer, sei es vierseitiger Gestalt, welche mitunter sogar in ziemlich regelmässigen Abständen von einander stehend, dem Steppenlehm oder Löss der Hochflächen aufgesetzt sind, können in keinem Falle, trotz der durch sie repräsentirten Masse von Material natürlichen Ursprungs sein.

Bei den Hügeln, in welchen anthropologischer Inhalt durch Nachgrabungen bereits constatirt wurde, mag diese Annahme ohnehin selbstverständlich erscheinen. Sie gilt aber auch für die weitaus zahlreichere Menge von jenen Hügeln, welche noch unverritzt sind, deren Oberfläche einfach ein dem Steppenlehm ganz analoges Material darbietet, und für deren künstliche Entstehung ein directer Beweis allerdings nicht vorliegt.

Es fehlt nämlich an irgend denkbaren natürlichen Kräften, welche das Material in der angegebenen Weise hätten zusammentragen können, weder Wind noch Wasser können auf gleichmässig ebener Oberfläche derartig geformte Anhäufungen bewirken. Andererseits fehlt es aber auch an irgend denkbaren Kräften, welche die Umgebung jener Hügel in einer Weise hätten zerstören oder abtragen können, wie man es sich bei der Annahme denken müsste, dass jene Hügel nach Art mancher isolirter Bergkegel die stehen gebliebenen Relicte einer früher continuirlichen Decke seien, denn wenn wir auch von dem jener Annahme ohnehin widersprechenden gleichmässigen Anwachsen des Steppenbodens durch Staubtheile nichts wissen würden oder wollten, so fehlt es in den meisten der Hochthäler, in denen die *tepe* vorkommen, an den Strömen, welchen eine entsprechende Denudationsfähigkeit zugeschrieben werden könnte, ganz abgesehen immer davon, dass die stellenweise Regelmässigkeit in der Anordnung oder Beschaffenheit der Hügel mit allen diesen auf natürliche Einflüsse zurückgehenden Möglichkeiten unvereinbar ist.

Rechnet man hierzu die Analogie des Vorkommens künstlicher Hügel oder *tumuli* in zahlreichen anderen Gebieten der Erde, so dürfte die Annahme des künstlichen Ursprungs der ähnlichen Hügel Persiens keiner Schwierigkeit mehr begegnen.

Ohnehin wird es Manchem überflüssig scheinen, dass hier diese Annahme, die Vielen als selbstverständlich gelten wird, noch näher motivirt wurde. Ich lege indessen aus geologischen Gründen im Hinblick

auf meine Auffassung von der Entstehung des lössartigen Steppenlehms auf die unumstössliche Begründung jener Ansicht ein besonderes Gewicht. Man kann nämlich folgende Betrachtung anstellen:

Die Culturschicht von Sainkale am Abhar gehört nach der Meinung Filippi's auf Grund der Art ihrer Einschlüsse an Knochen und Gefässscherben u. s. w. typisch derselben Epoche an, wie die künstlichen Hügel, und es hat ja auch an sich nichts Befremdendes, wenn aus einer Zeit, in der man sich mit der Construction so grosser Hügel befasste, noch andere, wahrscheinlich die regelmässigen Wohnstätten bezeichnende Ueberreste sich in normaler Lagerung vorfinden. Wenn nun jene Ablagerung von Steppenlehm, welche sich über der Culturschicht am Abhar befindet, ein Niederschlag aus Gewässern und auf die von Filippi in Anspruch genommenen Ueberschwemmungen zurückzuführen wäre, dann dürften solche kataklysmatische Ueberschwemmungen den zahlreichen vor ihrem supponirten Eintritt aufgeworfenen isolirten Hügeln doch etwas zu arg mitgespielt haben, als dass sich diese Hügel hätten conserviren können.

Was aber für den Steppenlehm über jener Culturschicht recht ist, das ist schliesslich für die Steppenlehme, die älter als jene Culturschicht sind, nicht mehr als billig.

Das positive Alter der Hügel, von denen wir reden, zu kennen, wäre in mancher Hinsicht von Wichtigkeit, in erster Linie freilich in anthropologisch-historischer, andererseits auch in geologischer Beziehung. Die meisten dieser Hügel sind nämlich durch Regenfurchen etwas modellirt. Bei der Spärlichkeit meteorologischer Niederschläge in dem grössten Theile Persiens gehören wohl längere Zeiträume als anderwärts dazu, derartige Furchen hervorzurufen. Vielleicht könnte einst Jemand Schlüsse auf den Grad der durch atmosphärische Niederschläge bewirkten Erosion im persischen Hochlande aus der Beobachtung solcher Furchen ableiten, wenn ihm der Zeitraum bekannt wäre, innerhalb welches die Erosion sich geltend machen konnte. Vielleicht auch liefern die *tepe's* noch irgendwelche Andeutungen über kleinere Veränderungen, denen die Säugethierfauna des Landes seit dem Erscheinen des Menschen unterlag.

Vorläufig freilich wissen wir über das Alter dieser *tepe* blutwenig. Die Tradition bringt dieselben mit den Gebern und ihrer Zeit in Verbindung. Ernstliche, systematische Forschungen indessen, welche diese Annahme bestätigen oder widerlegen könnten, sind bisher noch nirgends angestellt worden, und ich möchte gleich hier die Vermuthung aussprechen, dass wenigstens ein Theil jener Hügel noch viel älteren Zeiten angehört.

Möge mir der Leser die Abschweifung von den eigentlich geologischen Schilderungen verzeihen, welche darin liegen könnte, dass ich etwas zu lange mich bei diesem Gegenstande aufhalte und einige nähere Angaben über die Verbreitung und Beschaffenheit der *tepe* zusammenstelle. Daraus und aus der Discussion der Ansichten, welche wir über den Zweck dieser Aufschüttungen gehört haben, wird sich vielleicht nicht allein der unvollkommene und widerspruchsvolle Stand unserer diesbezüglichen Kenntniss, sondern auch das berechtigte Interesse ergeben, welches man dieser Frage entgegenbringen darf.

Relativ zahlreich kommen derartige *tepe* südlich vom Alburs zwischen Teheran und Kaswin vor, beispielsweise finden sich in der Nähe von Keretsch mehrere derartige Hügel in kurzen Distanzen von einander. Einen *tepe* von mässiger Höhe sah ich am Wege von Teheran nach Kenarigird in nicht grosser Entfernung von Schahabdulasim. Auch längs des Weges von Teheran nach Hamadan lassen sich mehrere derartige Hügel beobachten. Die meisten dieser Hügel sind jedoch in Bezug auf ihren inneren Bau nicht aufgeschlossen.

Auch noch westlich von Kaswin gegen Khurumdere zu gibt es derartige *tepe*. Brugsch (Reise der preussischen Gesandtschaft nach Persien, 1. Band, pag. 193) schliesst sich bei Erwähnung derselben der verbreiteten Meinung an, dass auf denselben einst von den Feueranbetern der Sonne das heilige Feuer angezündet wurde. Leider vermissen wir gerade bei diesem Reisenden, der als archäologisch competent hätte angesehen werden dürfen, eine irgendwie versuchte Begründung jenes Satzes, der denn doch nicht so ohne Weiteres als erwiesen angenommen werden kann.

Ueber einige der Hügel zwischen Teheran und Hamadan erhielt ich eine freundliche Mittheilung von Herrn Dr. Polak. Einen *tepe* von grösseren Dimensionen, welcher von einem späterer Zeit angehörigen Mauerwerk gekrönt ist, passirt man eine gute Stunde ausserhalb Teherans vor der Station Kerimabad. Von Kerimabad kommt man nach Khuschkek. Dort treten wieder zwei solche Hügel auf. Einer derselben, am Rande des Orts gelegen, war durchgraben worden, um Düngererde zu gewinnen. Er zeigte sich deutlich stratificirt, und zwar aus Schichten von Lehm, Holzkohlen, Asche und Scherben zusammengesetzt. Polak ist der Meinung, dass er hier einen alten Begräbnissplatz vor sich hatte und dass die Asche von verbrannten menschlichen Leichnamen hergerührt habe.

Tepe's gibt es auch südöstlich von Teheran in der Gegend von Weramin. Wenn man dann von Weramin am Wege nach dem Siakuh weiter geht, so beobachtet man in der Nähe des Dorfes Hessambeg, etwas nördlich davon einige niedere, aus Lehm gebildete Hügel, welche freilich den Charakter der sonstigen *tepe* etwas weniger deutlich an sich haben. Auf einem derselben sah ich Reste alter Erdbauten, viele Topfscherben und dergleichen mehr.

Oestlich von Teheran am Wege nach Khorassan schienen mir die *tepe's* einigermassen selten zu werden. Doch berichtet uns Morier (vergl. Ritter, Erdkunde, 8. Bd., pag. 460) von einem künstlichen Hügel, der als einsamer hoher Kegelberg in der dem Alburs zunächst vorliegenden, aus Kies und Gebirgsschutt bestehenden Ebene zwischen Semnan und dem nördlich davon bereits in den Vorbergen gelegenen Schahmirzabad sich erhebt. Morier wurde dadurch an einen griechischen *tumulus* in der trojanischen Ebene erinnert und vermuthete, es könne dies vielleicht ein durch Macedonier aufgerichteter Grabhügel des Darius sein, der in dieser Gegend starb. Wenn nicht später andere Anhaltspunkte für diese Annahme gefunden werden, so ist dieselbe, wie aus dem Folgenden hervorgehen wird, nicht gerade wahrscheinlich.

Einige der künstlichen Hügel auf dem Wege von Teheran nach Khorassan sind bemerkenswerth durch den Umstand, dass sie die Basis noch heute bewohnter Dörfer abgeben.

Namentlich darf hier der Hügel von Lasghird bei Semnan genannt werden. Der Anblick dieses Dorfes ist einer der auffälligsten, die mir in Persien vorgekommen sind. Schon Truilhier gab davon eine Beschreibung und Khanikoff hat in seinem wichtigen, leider sehr schwer zugänglichen Werke (mémoire sur la partie méridionale de l'Asie centrale, Paris 1861, pag. 76), die besondere Aufmerksamkeit auf diesen Punkt gelenkt. Fraser (Historische und beschreibende Darstellung von Persien, aus dem Englischen von Sporschil, Theil II, Leipzig 1836, pag. 136) gab die Abbildung einer solchen Dorffestung, die das Aussehen eines einzigen grossen, etwas im communistischen Styl angelegten Hauses mit einigen Reihen terrassenförmig übereinander gestellter, den Hügel umgebender Zellen besitzt.

Polak (Persien, das Land und seine Bewohner, Leipzig 1865, Theil II, pag. 121) sagt, dass man in früheren Zeiten der leichteren Vertheidigung wegen Dörfer auf eigens zu dem Zweck aufgeworfenen Erdhügeln terrassenförmig aufgebaut habe. Wir hätten also in Lasghird einen eigenthümlichen in das moderne Persien hineinragenden Ueberrest alter Zeit und alter Sitten vor uns. Die Bewohnung eines derartigen Hügels von schliesslich doch beschränktem Umfang setzt ja auch voraus, dass die einzelnen Wohnungen immer wieder benützt und bis auf einen gewissen Grad restaurirt werden, und schon dieser Umstand widerspricht der heute in Persien vielfach herrschenden Gepflogenheit, ältere Häuser dem Ruine preiszugeben und nicht wieder an derselben Stelle durch Neubauten zu ersetzen. Dazu kommt der merkwürdig abweichende und alterthümliche Dialect, der in der Gegend von Semnan gesprochen wird und speciell zu Lasghird sich, wie schon Khanikoff hervorhebt, in besonderer Reinheit erhalten hat, um die Vorstellung von der Alterthümlichkeit eines solchen Orts zu unterstützen.

Die Bauart von Aradan, eines Dorfes östlich der caspischen Thore (Gegend von Deh i nemek) schien mir der von Lasghird sehr ähnlich.

In keinem Falle jedoch verdanken alle künstlichen Hügel Persiens ihren Ursprung dem Bedürfniss nach derartigen Constructionen.

Wie schon früher angedeutet, hat auch Filippi sich für die Frage der *tepe* interessirt. Er hatte Gelegenheit bei Marend in Aserbeidschan einen besonders ausgezeichneten Hügel dieser Art näher zu besichtigen (l. c. pag. 150). Dieser Hügel, auf welchem die Ruinen eines Castells (augenscheinlich aus späterer Zeit) stehen, besitzt eine unregelmässig conische Form und ist von Regenfurchen vielfach bedeckt. Seine Höhe schätzt Filippi auf 100 Meter und seinen Durchmesser an der Basis auf 300 Meter; Dimensionen, welche allerdings über das gewöhnliche Mass der künstlichen Hügel Persiens beträchtlich hinausgehen und vielleicht auch, wenn mich meine Erinnerung nicht täuscht, etwas zu hoch gegriffen sind.

Durch einige Aushöhlungen und stollenartige Vertiefungen war dieser Hügel zur Zeit des Filippi'schen Besuches aufgeschlossen.

Man beobachtete in seiner Masse horizontale Schichten von Schotter, Scherben, Knochenbruchstücken, Kohlenstaub und zahlreiche Fragmente von Holzkohle. Die Knochen, welche noch viel thierischen Leim enthalten, gehörten meistens Wiederkäuern an, waren aber mit Ausnahme einiger Phalangen alle zerbrochen, und zwar in einer Weise, dass die Mitwirkung menschlicher Thätigkeit dabei ganz evident war. Im Grunde der Höhle, gegen das Centrum des Hügels zu, finden sich zum Theil in schon veränderter, zum Theil noch in ursprünglicher Lage Steine von viel grösseren Dimensionen als diejenigen, welche in der Umgebung des Hügels von Natur aus vorkommen. Einer darunter war augenscheinlich künstlich ausgehöhlt, wie um einen Mörser daraus zu machen.

Moritz Wagner (Reise nach Persien und dem Lande der Kurden, Leipzig 1852, Bd. II, pag. 133) besuchte einige künstliche Hügel in der Gegend des Urmiasees beim Dorfe Digala. Auch hier waren Höhlungen und Stollen in die Hügel hineingewühlt worden, wie Wagner vermuthet, um nach Schätzen zu suchen. Auch hier hatte man Knochen und Scherben, sowie Asche gefunden, welche letztere als Dünger für die Felder verwendet wurde. Merkwürdig aber scheint das Auffinden alter Münzen, meist sogar aus römischer, zum geringen Theil aus altpersischer Zeit bei diesen Ausgrabungen. Schon Filippi (l. c. pag. 155), der Wagner citirt, findet diesen Umstand, aus welchem man auf ein relativ junges Alter der Hügel schliessen dürfte, verdächtig, und ich komme auf diesen Punkt später noch zurück. Endlich spricht Wagner auch von der Auffindung menschlicher Skelette in diesen Hügeln.

Am 20. Februar 1877 hielt ich in einer Sitzung der geologischen Reichsanstalt einen Vortrag über das persische Hochland südlich vom Alburs und besprach am Schlusse dieses Vortrags auch die künstlichen Hügel dieses Hochlandes, indem ich die Meinung äusserte, dass die in diesen Hügeln gefundene Asche theilweise auf Leichenverbrennung hinweise, dass wir in mehreren dieser Hügel Begräbnissplätze zu vermuthen hätten und dass das Alter dieser Hügel stellenweise auf eine Epoche hinweise, die der Zeit der Gebern in Persien vorausging. Der diesbezügliche Inhalt des Vortrages wurde damals allerdings nur sehr andeutungsweise in dem Sitzungsbericht wiedergegeben, da ich mir eine ausführlichere Auseinandersetzung vorbehielt.

Herr Staatsrath Abich gab indessen im Anschlusse an jenen Vortrag (Verh. d. geolog. Reichs-Anst. 1877, pag. 67) eine hochinteressante, in jenem Sitzungsbericht vollinhaltlich abgedruckte Mittheilung über einen solchen Toprachdagh genannten, künstlichen Hügel bei Digala am Urmiasee, offenbar einen jener Hügel, welche M. Wagner, wie oben erwähnt, in derselben Gegend beobachtet hatte.

Abich fand jenen 70—80′ hohen Hügel labyrinthisch durchwühlt, seinen Bau von unregelmässig horizontaler Aufschüttung. Einzelne kurze, sich auskeilende Zwischenlagen zeigten eine schichtenartige Vermischung von deutlicher Knochenasche, die mit grösseren und kleineren Knochenfragmenten gemischt war und von eingeäscherten Halm- und Strohresten, „welche durch mitvorhandene, mitunter mehrere Linien dicke Lagen von verkohlten Körnern unverkennbar auf Weizen oder

Gerste zurückzuführen waren". Auch Scherben von gebrannten Gefässen kamen sowohl in diesen Zwischenlagern, als in der übrigen Grundmasse des Erdreichs vor.

„Musste sich," sagt Abich, „aus den angegebenen Umständen allein schon der Schluss ergeben, dass der Hügel von Digala nur als ein Leichenverbrennungs- und Bestattungsplatz der alten Iranbewohner zu deuten sei, so fand diese Vorstellung ihre völlige Bekräftigung durch die weiteren Wahrnehmungen an diesem interessanten Orte. Durch eine tunnelartige Oeffnung von mehr als Mannshöhe war das Eindringen bis nahe in die Mitte des Hügels gestattet, und hier endete dieselbe in dem Innern einer mit gewisser Regelmässigkeit ausgearbeiteten, cylinderförmigen, nach der Höhe sich verjüngenden Weitung, die sich am besten mit dem inneren Raume eines grossen Eisenhochofens vergleichen liess. In 4—5 Reihen zeigten sich, umlaufend an der Innenwand, in Abständen von mehreren Fussen übereinander von unten nach oben etagenförmig angebrachte Consolen oder Repositorien aus Plattensandsteinen des eocänen Terrains von etwa anderthalb Fuss Breite. Es bedurfte hier noch der Wahrnehmung einer rostbraunen, gefritteten Beschaffenheit der Sandsteinplatten, um mit der Betrachtung dieses seltsamen, wohl 30—40' hohen, schlottartig zugespitzten Raumes, unter Voraussetzung einer einst vorhanden gewesenen oberen Oeffnung, die Vorstellung von einem wirklichen Leichenverbrennungsofen zu gewinnen. Die Anlage desselben muss natürlich in eine Zeit gefallen sein, als die Aufschüttung des Toprachdagh-Hügels nahe bis zu seiner jetzigen Höhe bereits Thatsache gewesen. Diese Vorstellung von dem wahren Zwecke der hochofenartigen Vorrichtung ist so schlagend begründet, dass die allgemeine Meinung der anwohnenden Bevölkerung dieselbe vertritt."

Abich macht ausserdem noch auf Durchschnitte grosser topfförmiger Gefässe aufmerksam und auf gewisse Behälter, welche aus Sandsteinplatten kastenartig zusammengesetzt waren, und welche ebenfalls durch die Grabungen in jenem Hügel blosgelegt wurden. Der erdige, mit Knochen- und Schädelfragmenten gemengte Inhalt dieser Steinkästen scheint bei der Abwesenheit von kohligen Verbrennungsproducten dafür zu sprechen, dass an diesem Orte auch Beisetzungen ohne Leichenverbrennung stattgefunden haben. Für diese Annahme spricht nach Abich auch der Umstand, dass viele der in dem Hügel zerstreuten Knochenfragmente nicht calcinirt sind, und dass in der Erde des Hügels massenhaft Stickstoffverbindungen vorkommen (es wird nämlich hier Salpeter gewonnen). Das Vorkommen dieser Substanzen wäre mit der Annahme, dass an dieser Todtenstätte alle Leichen verbrannt wurden, nicht gut vereinbar.

Es scheint demnach der Toprach dagh, sofern seine Einschlüsse in Wahrheit ungefähr einer und derselben Epoche angehören, eine Art von Centralfriedhof für verschiedene Culte der Leichenbestattung gewesen zu sein.

In Aserbeidschan und in der Richtung von Urmia nach Teheran sind, wie Abich erfuhr, derartige Hügel, oder wenigstens Oertlichkeiten, an denen Salpeter in ähnlicher Weise vorkommt, nichts Seltenes.

Auch in den persisch-türkischen Grenzgebieten und im südwestlichen Persien kommen, wie wir von früheren Reisenden wissen, an manchen Punkten künstliche Hügel vor. Den Angaben der Reisenden zufolge mögen nicht alle diese Hügel von gleicher Beschaffenheit sein.

In der Gegend von Kifri z. B. erhebt sich nach Rich (vergl. Ritter, Erdkunde, 9. Bd., p. 542) in der Nähe der Ruinen von Kara Oglan ein hoher Schuttkegel mit Topfscherben, die von innen einen schwarzen Firniss zeigen, ähnlich denen, welche Rich von Babylon und Seleucia her kannte. „Die Sepulcralurnen, welche sich hier finden,“ schreibt Ritter, „weisen diesen Ort in die Sassanidenzeit.“ Auch im SW. von Kifri findet sich ein künstlicher Schutthügel, ein *tepe* von ausserordentlichem Umfange, der in senkrechten Seitenwänden sehr tiefe Regenschluchten aufweist. In einer der Schluchten hatte man kurz vor dem Besuche von Rich ein Gewölbe voll Todtenurnen entdeckt. Von den angeblich bei dieser Gelegenheit gefundenen Goldmünzen war keine Spur mehr aufzutreiben. Die Höhe dieses Hügels war 57 Fuss, seine Länge von Nord nach Süd 960 Fuss. In mehreren der Regenschluchten fand Rich beim Graben Menschengebeine und Terracotta-Scherben. „Auch dies“, heisst es bei Ritter, „könnte wohl nur eine Gebernstätte aus der Zeit der Sassaniden sein.“ Noch andere kleinere *tepe's* waren in der Nähe, ein grosser unter ihnen ward Aschtukan genannt.

Eine Tagereise südwestlich vom sog. Derbent-Passe im Flussgebiet des Schirwan oder obern Dialah bestieg Rich (Ritter 9. Bd., p. 450 und 451) einen künstlichen, Tschemtschemal genannten Hügel, welcher 100 Fuss hoch war und fast nur aus Scherben und Resten von *terracotta* bestand.

Nicht fern von Arbil (dem alten Arbela) fand derselbe Reisende einen *Gieuk tepe* genannten künstlichen Schutthügel in Gestalt einer abgestumpften Pyramide, die an die niederen derartigen babylonischen Trümmerhügel erinnerte. (Ritter l. c. pag. 639.)

Der Regierungspalast der kleinen schmutzigen Stadt Sulimanieh steht nach Rich (Ritter l. c. p. 567) ebenfalls auf einem künstlichen Hügel. In der Nähe dieser Stadt, beim Dorfe Mellik Hindi, fand man gelegentlich der Abtragung einer Anhöhe zu Bauzwecken „grosse Urnen mit Menschengebeinen, die man wegwarf, auch Münzen, von denen aber keine aufbewahrt wurde.“

Bei dem an der Sumbulah-Kette (im Bereich des Zagroskettensystems) gelegenen Dorfe Gilan befindet sich ein etwa 80 Fuss hoher, 300 Schritt im Umfang messender künstlicher Schutthügel, der von neueren Befestigungen bedeckt ist. In diesem Hügel sollen sich gewisse Constructionen von in der Sonne gebackenen Steinen zeigen, wie in Babylon, und auf ein hohes Alter schliessen lassen. Rawlinson hielt diesen Punkt für die Stätte eines antiken Feuertempels, der dann später einer Gottheit geweiht wurde. Ritter (9. Bd., p. 481) lässt unentschieden, ob dabei so etwas wie Mithra-Verehrung in's Spiel kam oder nicht.

Wie schon aus dem Vorangegangenen ersichtlich, sind über die Entstehung und Bedeutung der *tepe* sehr verschiedene Meinungen laut geworden. Man hielt sie theils für Orte alter Feuertempel, theils für

Grabhügel. Manche wurden der Sassanidenzeit zugeschrieben; den einen Hügel bei Semnan schrieb man sogar den Macedoniern zu. Auch die Ansicht, die *tepe* könnten als Signalstationen benützt worden sein, wird manchmal gehört. Endlich hiess es, in früheren Zeiten habe man der leichteren Vertheidigung wegen auch Dörfer auf eigens zu dem Zweck aufgeworfenen Erdhügeln terrassenförmig aufgebaut. Es könnte also ein Theil der Hügel diesem Umstande seine Entstehung verdanken.

Für manche dieser Ansichten mögen gewisse Gründe sprechen, absolut richtig ist vielleicht keine, wenn man sie auf alle *tepe* in ihrer Gesammtheit übertragen wollte. Wir dürfen namentlich zwei Gesichtspunkte bei der Deutung dieser Dinge nicht aus dem Auge lassen, einmal dass die *tepe* nicht nothwendig sämmtlich einer und derselben Zeit anzugehören und auch nicht überall die gleiche Entstehungsursache zu besitzen brauchen, und ferner, dass die *tepe* nach ihrer ersten Entstehung noch eine wechselvolle spätere Geschichte haben dürften und verschiedenen von ihrer ursprünglichen Bestimmung unabhängigen Zwecken adaptirt wurden.

Die Ansicht, jene Hügel könnten als Signalstationen benützt worden sein, scheint mir, namentlich wenn man damit die Meinung verbindet, sie seien vom Anfang an für solche Zwecke errichtet worden, etwas weit hergeholt. Erstens sieht man nicht ein, warum man zu einem Zeichentelegraphen die Stationen nicht lieber auf Berghöhen, welche ja z. B. im Norden und Süden der Hochebene zwischen Teheran und Kaswin und wohl auch sonst in der Nähe der *tepe* sich erheben, hätte anbringen sollen, dann aber, und dies scheint mir wesentlich für diese Frage, liegen manche dieser *tepe* viel näher bei einander, als dies für den angedeuteten Zweck erforderlich wäre. Wenn man von einem ersten Hügel einen dritten noch ganz deutlich sieht, dann lag wohl kein Grund vor, einen zweiten in der Mitte zwischen beiden mit Mühe aufzuschütten. Endlich aber sind manchmal die Lücken zwischen zwei *tepe* wiederum so gross, dass die Signale, die man auf dem einen hätte machen wollen, auf dem andern nicht hätten gesehen werden können. Die hier erwähnte Ansicht möchte ich also von vornherein bei der Deutung der *tepe* ausschliessen.

Dazu kommt noch, dass uns Polybius im zehnten Buche seiner Geschichte eine umständliche Schilderung verschiedener Systeme von Zeichentelegraphen des Alterthums überliefert hat, ohne bei dieser Gelegenheit der Aufschüttung künstlicher Hügel besonders zu gedenken.

Um aber die Ansicht zu erhärten, dass die künstlichen Hügel Persiens nicht sämmtlich gleicher Entstehung zu sein brauchen, kann man auf die von Blau beobachteten und von mir in dem Aufsatze über die Salzsteppen erwähnten (l. c. p. [14]) Aschenhügel Aserbeidschans hinweisen, welche stellenweise, wie Blau angibt, noch heute entstehen, und der Jahre lang dem an demselben Punkt fortgesetzten Ablagerung von Abfuhrstoffen, namentlich der Asche von verbranntem getrockneten Mist ihre Existenz verdanken.

Noch eine andere Categorie künstlicher Hügel von ganz moderner Entstehung kann hier im Vorübergehen erwähnt werden, obschon dieselben mit den typischen *tepe* viel weniger Aehnlichkeit besitzen, als

die von Blau beobachteten Aschenhügel. Ich meine die sogenannten *gadamgo's* (*gadam* heisst der Schritt, *go* ist eine allgemeine Bezeichnung für Ort, Localität; man wird *gadamgo* vielleicht am besten mit Ort für Pilger übersetzen). Es sind dies freilich keine sehr hohen Hügel, sondern nur Steinhaufen. Sie verdanken ihre Entstehung einem frommen Aberglauben der mohammedanischen Pilger, welche aus verschiedenen Theilen des Landes nach den heiligen Orten, sei es nach Kum, Meschhed, Kerbela reisen, oder gar auf der Wallfahrt nach Mecca begriffen sind und nun an gewissen Stellen am Wege je einen oder einige Steine hinlegen. Manchmal bildet dabei ein neben dem Carawanenwege befindliches Grab die erste Veranlassung zur Aufschüttung von Steinen. Auch andere Reisende schliessen sich diesem Brauche nicht selten an und so entstehen mit der Zeit ganz ansehnliche Haufen oder Hügel von Steinen, deren Vorkommen und deren oft buntes Gemisch von Gesteinsstücken, ohne Kenntniss von dem erwähnten Brauche, überraschen oder wohl gar zu geologischen Täuschungen Veranlassung geben könnte. [1])

Das wären Beispiele für die gänzlich verschiedenartige Genesis künstlicher Hügel aus gegenwärtiger Zeit. In Bezug auf die Hauptmasse der *tepe*, welche unter allen Umständen ein hohes Alter besitzt, lässt sich freilich bei oberflächlicher Betrachtung denken, dass ein Theil derselben, der vielfach im Volke verbreiteten Tradition zufolge, der Gebernzeit angehört und ähnlich, wie dies in dem einen Falle der Deutung Rawlinson's entspricht, errichtet wurde, um Feuertempel zu tragen. Man hört auch derartige Punkte manchmal als alte *oteschgo's* (*otesch*, das Feuer, also Feuerorte) bezeichnen. Für die meisten jener Hügel jedoch möchte, wie aus den oben angeführten Beispielen hervorgeht, die Annahme, dass man es mit Begräbnissplätzen zu thun habe, die wahrscheinlichere sein.

Eine Meile westlich von Isfahan, am linken Ufer des Zenderud, sah ich noch alte Reste von Gemäuer eines angeblichen Geberntempels auf einem isolirten Hügel. Dieser Hügel bestand jedoch aus anstehendem Fels und war keineswegs aufgeschüttet. Auch der Gipfel des Elwend war eine heilige Stätte. Dieser Umstand scheint anzudeuten, dass die Gebern keineswegs den Brauch hatten, ihre Tempel überall auf künstliche Hügel zu bauen. Es heisst nur bei Strabo im 15. Buch, dass sie an hochgelegenen Orten opferten. Rechnet man hierzu, dass auf vielen der *tepe's* keine Spur von altem Mauerwerk gefunden wird, so wird die Deutung Rawlinson's für die meisten *tepe's* ohnehin sehr problematisch.

Fassen wir aber die meisten jener *tepe* als alte Begräbnissplätze auf, so tritt uns die Verschiedenartigkeit der vorgenommenen Bestattungsweisen als etwas Auffallendes entgegen. Ein Theil der Todten scheint einfach beerdigt worden zu sein, ein anderer Theil wurde offenbar verbrannt. Vielleicht kann auch der oben erklärte Name *oteschgo* sich eben sowohl stellenweise auf einen Feuerplatz, an dem Todte

---

[1]) Richard Andree hat in seinen ethnographischen Parallelen (Stuttgart 1878) dieses bei verschiedenen Völkern unter verschiedenen Modificationen üblichen Brauches besonders gedacht. Derartige Gewohnheiten haben oft ihre gute Seite, da die betreffenden Steinhaufen beispielsweise oft zur Markirung des Weges dienen können.

verbrannt wurden, als auf einen Platz zur Anbetung des Feuers beziehen. Nehmen wir also als ausgemacht an, dass jene Hügel zu einem grossen Theil Plätze für Leichenbestattung waren und dass die Leichen daselbst theils verbrannt wurden, wie das ja einem bei manchen Völkern älterer und neuerer Zeit geübten Brauch entspricht, theils beerdigt wurden, so weist dies auf Sitten hin, welche keinesfalls die der Gebern waren, deren Religion doch seit historischer Zeit vor dem Auftreten des Islam in Persien die herrschende war.

Es heisst im Gegentheil ausdrücklich bei Strabo (im 15. Buch), dass die alten Perser und Meder denjenigen tödteten, der etwas Todtes in's Feuer warf. Vielleicht steht diese Strenge sogar im Zusammenhang mit der nothwendig gewordenen Ausrottung uralter Sitten, denn ein derartiges Verbot setzt vorgekommene Uebertretungen gegen den Geist des Verbots und den Willen der Verbietenden voraus.

Noch heute existirt bekanntlich ein kleiner Ueberrest jener alten Licht anbetenden Bevölkerung Irans in Persien selbst. Unweit von Teheran, in ziemlicher Nähe der Ruinen des alten Rhages befindet sich auf der Nordseite der dortigen Hügelreihe der von einer Mauer umgebene, einem nach oben offenen Thurm gleichende eigenthümliche Begräbnissplatz der noch etwa 50 Familien zählenden Feueranbeter oder Gebern Teherans. Die Leichen werden hier völlig frei den Vögeln des Himmels zum Frasse ausgesetzt. Das ist also noch dieselbe Sitte, deren schon Strabo bei den Magiern Erwähnung thut. Von einer im herrschenden Ritus begründeten Verbrennung der Leichen durch die Perser aus der Zeit eines Cyrus oder später aus der Zeit der Sassaniden ist meines Wissens bei den alten Schriftstellern nirgends die Rede.

Dagegen liefert uns das im vorigen Jahrhundert durch den Franzosen Anquetil du Perron entdeckte Vendidad (das 20. Buch des Zendavesta) einige bemerkenswerthe Fingerzeige in dieser Richtung, welche indessen gerade der hier vertretenen Anschauung zur Stütze dienen können. Die in den gegenwärtigen Ausführungen auf Grund der inneren Beschaffenheit einiger *tepe* vorausgesetzten Arten der Leichenbestattung haben augenscheinlich stattgefunden, denn das Vendidad schreibt es dem Einflusse der bösen Geister zu, dass man in Arachosien (dem heutigen Afghanistan) und in Rhages Todte beerdigt und verbrannt habe. Damit ist der sichere Hinweis auf ältere Sitten gegeben, welche von Zoroasters Lehre bekämpft und verdrängt wurden.

Das Auftreten jeder neuen Glaubenslehre setzt eine längere oder kürzere Zeit des Ueberganges in den durch sie bedingten Sittenveränderungen und ein zeitweiliges Nebeneinanderstehen alter und neuer Gewohnheiten voraus, und so findet sich denn im Vendidad bei der Besprechung der Bussübungen und Reinigungsvorschriften auch der Hinweis, wie durch Busse die Strafe der Sünde, welche in der Begrabung der Todten liege, gesühnt werden könne. Derartige Beerdigungen und Einscharrungen der Todten müssen also wohl noch in der ersten Zeit des Zoroastrischen Cultus vorgekommen sein.

Merkwürdig ist auch, dass im Vendidad das Ebnen der Todesäcker, nachdem die Leichen in Staub zerfallen oder den Vögeln zum Opfer geworden, als verdienstlich gepriesen wird. Damit wird sogar

ein directer Gegensatz gegen die in der Aufrichtung von Grabhügeln sich bekundende Sitte angedeutet.

Die *tepe*, in welchen sich die Spuren von Leichenverbrennung finden, können also auf eine ausserordentlich entlegene Vorzeit in Bezug auf die Epoche ihrer Entstehung versetzt werden, in eine Zeit, welche der Zoroaster's und der Gebern in Persien jedenfalls vorausging, und über deren Sitten in der Tradition der heutigen Bewohner dieses Landes kaum mehr sich deutliche Erinnerungen finden möchten, so wenig wie uns die Geschichte darüber berichtet. Der heutige Perser bringt alle seine Ueberlieferungen aus vorislamitischer Zeit mit den Gebern in Verbindung, er thut dies wahrscheinlich auch in Bezug auf alle Objecte der jenseits der Geberepoche liegenden Vorzeit, über welche ihm nähere Kenntnisse fehlen.

Ein einziger Umstand wurde mir bekannt, der vielleicht einen Zusammenhang mit der traditionellen Erinnerung an jene uralte Art der Leichenbestattung in Persien andeuten könnte, es ist dies ein Fluch, eine Beschimpfung, welche noch heute jedem Perser im Gespräch mit unbequemen Personen sehr geläufig ist; dieser Fluch heisst: *päder i sukhte* (wörtlich: Vater verbrannt), das heisst: dein Vater ist verbrannt worden, oder du Sohn eines verbrannten Vaters. In den heutigen Sitten findet diese Beschimpfungsformel keinerlei Grund oder Anhaltspunkt. Es wäre also möglich, dass dieselbe in ihrem Ursprung auf eine entlegene Zeit zurückdeutet, in welcher der Streit zwischen den untergehenden oder in ihrem Einfluss zurückgedrängten Anhängern der Leichenverbrennung gegen die siegreichen Vertheidiger einer neuen Lehre ausgekämpft wurde.

Man darf ferner betonen, dass, unter der Voraussetzung die *tepe* seien von den Gebern aufgeworfen worden, sich solche Hügel in relativ grösserer Menge in der nächsten Umgebung der alten volkreichen Städte und Culturmittelpunkte der Gebern finden müssten. Dies scheint keineswegs überall der Fall zu sein. Bei Schahabdulasim in der Nähe der Ruinen von Rei, dem berühmten, alten Rhages sah ich nur wenige künstliche Hügel. Einige kleinere *tepe* beobachtet man östlich von Schahabdulasim und einen anderen derartigen Hügel lässt man, wie schon erwähnt, am Wege von Teheran nach Kenarigird ungefähr westlich von Schahabdulasien links liegen. Diese Paar Hügel sind doch zu wenig zahlreich, um der Umgebung von Rei im Gegensatz zu andern Localitäten diesbezüglich ein besonderes, auszeichnendes Gepräge zu verleihen.

Ist sonach den vorstehenden Auseinandersetzungen gemäss der Ursprung der *tepe*, obschon vielleicht nicht in allen Fällen nothwendig der gleiche oder gleichzeitig, so doch wenigstens in den meisten Fällen ein ähnlicher und uralter, so unterliegt es andererseits keinem Zweifel, dass die einmal vorhandenen Hügel in späterer Zeit für Bedürfnisse verschiedener Art, die mit dem ersten Ursprung der Hügel nichts zu thun hatten, benützt und angepasst wurden. Theilweise sind, wie in der Castellruine des Hügels von Marend, noch die deutlichen Beweise einer solchen späteren, vielleicht sogar ziemlich modernen Benützung thatsächlich vorhanden. Es kann auch sehr wohl namentlich zur späteren Gebernzeit auf manchen solcher Hügel die Anbetung des Feuers

oder Lichtes verrichtet worden sein[1]), und es können befestigte Dörfer nach der Art von Lasghird auf denselben angelegt worden sein.

Man wird deshalb nicht jeden auf einem solchen Hügel gemachten Fund auf die Zeit und Art seiner ersten Entstehung zurückzuführen brauchen. Namentlich möchten Schlüsse, welche aus dem Funde von Münzen gemacht werden können, mit grosser Vorsicht zu behandeln sein. Die Hügel sind theils bei der Adaptirung für spätere bauliche Zwecke, theils bei den Versuchen der späteren Bewohner, in denselben nach Schätzen zu graben, oder Düngererde oder Salpeter zu gewinnen, gewiss so vielfach durchwühlt worden, und derartige Durchwühlungen sind endlich durch spätere Verschüttungen gewiss nicht so selten wieder ausgeglichen worden, dass das Vorhandensein von Einschlüssen aus späterer Zeit unter der Oberfläche solcher *tepe* a priori nicht wohl geleugnet werden darf, ganz abgesehen von der Möglichkeit, dass derartige Plätze hie und da auch direct zum Vergraben oder Verstecken von Geld und anderen Werthobjecten verwendet werden konnten. Da wir also beispielsweise hinsichtlich jener Münzen aus der römischen oder der Sassanidenzeit, von deren Auffindung bei einigen der besprochenen Hügel die Rede war, sichere Angaben über die Art, wie sie in den Hügeln gefunden wurden, nicht besitzen, so können derartige Reste aus einer vergleichsweise wenig fern liegenden Zeit unsere Meinung über das höhere Alter jener Hügel nicht ohne Weiteres beeinflussen.

Die überwiegende Mehrzahl der persischen *tepe* möchte vielmehr analog den *tumulis* anderer Länder zu den Gegenständen nicht der eigentlich historischen, sondern der praehistorischen Forschung gehören. Wenn ich mit dieser Ansicht in einen gewissen Gegensatz zu den Meinungen anderer Forscher gerathen bin, so dürfte aus den vorhergegangenen Ausführungen doch wenigstens so viel erhellen, dass jene anderen Meinungen nicht eingehend genug begründet waren, um eine weitere Discussion des Gegenstandes auszuschliessen.

Ich muss es späteren, hoffentlich von competenter Seite ausgehenden Forschungen überlassen, eine hier in anthropologisch-archäologischer Hinsicht wohl noch nicht gründlich genug behandelte Frage endgiltig zu entscheiden. Für specielle Fachmänner wäre dieser Gegenstand allein eine Reise nach Persien werth. Andere Reisende, namentlich Geologen finden indessen, einmal auf die Sache hingewiesen, vielleicht Gelegenheit, wenigstens diesbezügliche nützliche Beobachtungen anzustellen und so die Beantwortung jener Frage vorzubereiten.

Jüngere Bildungen im Innern des Alburs. Discussion der Frage nach Glacialbildungen daselbst.

Nachdem wir nunmehr einige Mittheilungen über gewisse jüngere Bildungen am Südrande des Alburs oder in sonstigen Gegenden des

[1]) Wenigstens für die frühesten Zeiten des Zoroastrischen Cultus, dessen erste Anhänger noch über das Wesen und die Bedeutung der *tepe* unterrichtet sein konnten, ist es indessen nicht wahrscheinlich, dass man für gottesdienstliche Handlungen Orte benützt haben sollte, welche den religiösen Vorstellungen der Gebern zufolge nothwendig als unrein aufgefasst werden mussten.

persischen Hochlandes gegeben haben, können wir jetzt der wesentlichsten Bildungen jüngeren Datums im Innern des Gebirges gedenken. Dieselben bestehen aus Gebirgsschutt, Flussabsätzen und endlich aus solchen Ablagerungen, welche unter Umständen als glaciale bezeichnet werden könnten.

Man ist hergebrachtermassen gewohnt, derartige Bildungen wie Gebirgsschutt und Flussabsätze als der Quartärzeit angehörig sich zu denken, obschon diese Annahme nur sehr bedingungsweise richtig ist, nämlich nur dann, wenn ein Gebirge mit seinen Flussläufen erst seit dem Ende der Tertiärzeit besteht. Hat es schon früher bestanden, sei es nun in ähnlicher oder etwas verschiedener Ausdehnung und Höhe, so ist geradezu selbstverständlich, dass Bildungen, welche durch die Wirkung der Schwerkraft an den Gehängen oder durch die Thätigkeit der Wasserläufe bedingt werden, auch schon in allen früheren Stadien der Existenz jenes Gebirges hervorgebracht wurden. Da nun der Alburs, wie ich an anderer Stelle nachgewiesen habe, sicher schon zur mittleren Tertiärzeit in seinen Hauptconturen bestand, obschon durchaus noch nicht ganz in seiner heutigen Ausdehnung und Höhe, so darf auch das Alter der Ablagerungen von der erwähnten Art in diesem Gebirge als bis in jene Zeit oder stellenweise noch tiefer herabgreifend gedacht werden, obschon natürlich sowohl hier, wie vielleicht in den meisten anderen Gegenden zunächst alle Kriterien fehlen, um bei den betreffenden Bildungen eine Gliederung im Sinne der allgemein giltigen geologischen Formationsabtheilungen vorzunehmen. Für den praktischen Zweck einer geologischen Kartirung zum Beispiel mag es deshalb noch immer angemessen oder unvermeidlich sein, alle Thalterrassenabsätze und dergleichen als diluvial oder quartär auszuscheiden, wie das ja auch geschieht und wie das für die Hauptmasse jener Absätze gewiss zutrifft, nur sollte man sich beim Anblick solcher Karten manchmal daran erinnern, dass dieselben den oben angedeuteten Beziehungen keine Rechnung tragen.

Es mag zunächst ein rein locales Interesse besitzen, einige Orte des Vorkommens von Thalterrassen und Flussabsätzen oder gar von einzelnen Gehängeschuttbildungen zu nennen, indessen da zum Beispiel unsere jüngsten Beobachtungen in Bosnien oder die Untersuchungen M. Neumayr's in Griechenland ergeben haben, dass den Thälern ausgedehnter und sehr gebirgiger Gebiete terrassirte Ablagerungen gänzlich fehlen können, ohne dass man vorläufig mit Sicherheit anzugeben im Stande wäre, welchen Bedingungen das Fehlen dieser Bildungen entspricht, so scheint wenigstens die principielle Frage nach dem Vorkommen oder Fehlen von Thalterrassen wieder eine etwas allgemeinere Bedeutung zu erlangen.

Ich erwähne nur einige der wichtigsten diesbezüglichen Punkte, um nicht allzu weitschweifig bei derartigen Dingen zu sein.

Schon bei einer früheren Gelegenheit (die Mineralreichthümer Persiens, pag. [6], Jahrb. der geolog. Reichs-Anst. 1879, 4. Heft) konnte ich von den mächtigen Thalterrassen im Gebiet des Längenthals des Talakhan im westlichen Alburs sprechen. Bei meiner Anwesenheit in jener Gegend schätzte ich die Höhe jener Terrassen über der heutigen Thalsoole dem Augenmass nach in einigen Fällen auf

etwa 300 Fuss. Die Schotterelemente sind hier theilweise zu losen Conglomeraten bankweise verkittet, was an die früher besprochenen Schotterconglomerate zwischen Surkhhasar und dem Dschedscherud erinnert.

Bekanntlich nimmt weiter westlich abwärts der Talakhan nach seiner Vereinigung mit dem Alamud den Namen Schahrud an. Dieser letztere Fluss schneidet sich oberhalb Mendschil, kurz ehe er sich mit dem Sefidrud vereinigt, stellenweise in eigenthümliche Schuttmassen ein, denen grosse, einigermassen kantige Blöcke eingelagert sind, und unter welchen hie und da ein graues, thoniges Gebilde hervorsieht. Die genannten Schuttbildungen sehen ihrerseits den Schottermassen, aus welchen weiter thalaufwärts die Terrassen des Talakhan bestehen, nicht eben ähnlich. Mancher würde hier vielleicht an Glacialbildungen denken. Ich muss die Sache indessen unentschieden lassen und erwähne sie nur, um darauf aufmerksam zu machen.

Eine merkwürdige Bildung traf ich in einem der oberen Zuflüsse des Talakhan, welcher vom Berge Esselik kommend, sich bei Dschowistan mit einem anderen nördlicher entspringenden Zufluss vereinigt und dann den Talakhan bildet. Von Dschowistan aus jenen Zufluss thalaufwärts verfolgend, sah ich zwischen den Dörfern Getterde und Gerab, kurz unterhalb des letzteren Dorfes am rechten Ufer des Baches plötzlich einen riesigen rothen Felsen von plumper Gliederung gleich übereinander gethürmten Wollsäcken anstehen. Grosse Blöcke davon sind in das Thal herabgefallen. Es ist ein Conglomerat mit eisenschüssigem Bindemittel, und es ist der Contrast der Färbung desselben gegen diejenige der umliegenden Gehänge, welche aus den tuffartigen Gesteinen der sogenannten „grünen Schichten des Alburs" bestehen, ein sehr greller. Die Cementirung des Conglomerats ist eine ziemlich feste. Die wollsackartige Gliederung des Felsens scheint einer groben Schichtung zu entsprechen, welche dann ziemlich flach wäre.

Es fehlen mir zunächst die Anhaltspunkte, um das Alter dieses Gesteins genau zu ermitteln. Da es sich am Thalrande auf den älteren Gesteinen auflagernd findet und, soweit ich sah, über die Gebirge nicht hinübergeht, so muss man wohl annehmen, den Rest einer etwas älteren Thalbildung vor sich zu haben, welche in Folge localer Einflüsse ein abweichendes Gepräge angenommen hat. Wir werden übrigens analoge Bildungen noch von anderwärts kennen lernen. Mit den gleichfalls eisenschüssigen Conglomeraten, welche sich im Talakhangebiete weiter westlich an der Basis der bunten, Gyps führenden, wahrscheinlich miocänen Mergel vorfinden, haben, wie ich glaube, die Conglomerate von Gerab weiter keine Beziehung.

Um auf andere der wichtigeren Flussläufe des Alburs überzugehen, so könnte man der jüngeren Absätze im Herasthal gedenken. Gewisse Terrassen, welche sich bei Ask in der Demavend-Gegend theilweise in grosser Höhe über dem heutigen Bett des Heras befinden, sollen noch später bei der Discussion der Eiszeitfrage im Alburs erwähnt werden. Hier mögen nur einige Erscheinungen aufgezählt werden, welche die weiter abwärts gelegenen Theile des Thales betreffen.

Dort, wo das letztere nach dem Einfluss des Nur-Flusses auf eine kurze Strecke zum Längsthal wird, sieht man Terrassen von fei-

nerem Schotter, welcher dort von einer Bank sehr fein und horizontal geschichteten erhärteten Schlammes bedeckt wird. Die letztere Bank wird dann ihrerseits wieder von grobem Schuttmaterial überlagert. Die deutlichsten Aufschlüsse in diesen jüngeren Gebilden befinden sich kurz vor dem Punkte, wo der Heras oberhalb des Dorfes Halim durch einen am rechten Ufer in denselben mündenden Bach wieder seine Richtung nach Norden erhält.

Etwas unterhalb Halim, welches in einem Seitenthälchen auf der rechten Seite des Heras gelegen ist, öffnet sich das Herasthal oberhalb des Dorfes Schahsadeh [1]).

Hier sieht man in der Nähe der Brücke von Halim am linken Ufer unten gröbere, oben feinere Schuttmassen mit senkrechten Wänden aufgeschlossen. Gletscherkritze habe ich leider auf den einzelnen Gesteinsfragmenten dieser Trümmerbildungen nicht gefunden.

Noch weiter abwärts von Schahsadeh zeigen sich bald an der rechten, bald an der linken Thalseite Massen, welche aus kleinerem Gebirgsschutt mit beigemengten erdigen Theilen bestehen. Gar nicht selten sieht man hier grosse Löcher oder Höhlen seitlich des Weges in diesen Schuttmassen. Diese Löcher sind künstlich gegraben und inwendig von Rauch geschwärzt, denn hier pflegen Reisende während des Winters vor Unwetter Schutz zu suchen, eventuell auch zu nächtigen.

In gewissem Sinne mag man sich hier an die in die Erde hineingebauten Wohnungen der Tartaren in der Krim oder im Kaukasus, oder besser an die in den Löss gegrabenen Erdwohnungen der Chinesen erinnern, nur hat man es hier nicht mit eigentlichen Wohnungen, sondern nur mit Zufluchtsstätten zu thun. Ueberrascht war ich einigermassen von der Consistenz des Schuttmaterials, welches derartige Aushöhlung gestattete. Augenscheinlich sind es die erdigen Theile, welche zwischen den Schuttfragmenten liegen, welche dem Ganzen die Zähigkeit einer Lössablagerung geben.

Noch weiter flussabwärts kommen noch etwa eine deutsche Meile oberhalb Amol, wo nur mehr niedrige Hügel das Herasthal einfassen, Absätze von Flussschotter an den Bergrändern in einiger Höhe über dem heutigen Flusslaufe vor.

Um ein Beispiel der Ablagerung diluvialen Lehms mitten im Gebirge anzuführen, will ich hier des eigenthümlichen Kesselthales von Kelardescht, westlich vom untern Tschalus, nördlich oder nordöstlich vom Berge Takht i Soleiman gedenken. Das Thal ist von ziemlich runden Uferconturen, hat etwa drei Stunden im Umfang und wird von bebuschten, relativ nicht sehr hohen Bergen zunächst umgeben. Der Thalboden selbst ist völlig eben und mit Wiesen und Culturen bedeckt. Das Thal ist gänzlich von einem fetten, nicht eben lössartigen Lehm ausgefüllt. Ich möchte die Meinung nicht ausschliessen, dass man es hier mit dem Boden eines ehemaligen Gebirgssees zu thun habe.

---

[1]) Auch dieses Dorf liegt nicht am Flusse selbst, sondern in einem Seitenthale linker Hand (westlich) vom Heras.

Der Abfluss des Thales findet auf der Ostseite, an der Südostecke durch einen kleinen Bach statt, welcher bei der Sugolischah genannten kleinen Thalerweiterung des Tschalus mündet. Bei dieser Localität liegen beiderseits des Tschalus merkwürdige Trümmerbildungen mit zum Theil sehr grossen Blöcken über den älteren Formationen. Eigenthümlich ist die bunte, zuweilen violette Färbung der von diesen Trümmerbildungen eingenommenen Gehänge.

Gleich hinter der Brücke, welche hier auf das linke Ufer des Tschalus führt, geht der Weg westlich aufwärts nach Kelardescht. Auch hier sieht man noch ähnliche Trümmergesteine, grössere und kleinere Gesteinsblöcke in lehmiger Grundmasse, unter welchen dann stellenweise ältere Gesteine, dünngeschichtete helle Kalke in diesem Fall, hervortreten. Der von Kelardescht herkommende Bach stürzt als steiler Wasserfall an einer Stelle (nördlich vom Wege) über diese Trümmerbildungen hinweg, was die grosse Zähigkeit jener thonigen Grundmasse beweist. In der Umgebung des Wasserfalls erscheinen die Gehänge wieder abwechselnd violett, roth, gelb und grau gefärbt. Hinter dem Wasserfall kommt man dann bald auf eine unregelmässig hügelige Hochfläche, auf der die Dörfer Sennar und Sennardescht liegen. Erst später gelangt man dann (man hat inzwischen jenen obgenannten Bach verlassen) über einen niedrigen Rücken in das Thal von Kelardescht.

Ich bin mir über jene Trümmerbildungen von Sugolischah nicht klar geworden. Vielleicht entsprechen sie Glacialwirkungen, vielleicht auch nur einer gewaltsamen Wasserwirkung, die unter Umständen auf eine Entleerung des Beckens von Kelardescht bezogen werden könnte. Jedenfalls ist es besser mit einer bestimmten Meinung zurückzuhalten, so lange man die später noch zu berührende Glacialfrage in der Umgebung des Takht i Soleiman nicht gestützt auf detaillirte Beobachtungen im ganzen Umkreis dieses Berges studirt hat. Jedenfalls scheint die hier besprochene Partie von Trümmergesteinen eine isolirte zu sein. Sie hängt keinesfalls direct mit dem Auftreten der später zu nennenden Blöcke von Hassankeif zusammen. Eine genaue Untersuchung der an dem Trümmermaterial theilnehmenden Gesteine wird wohl wichtig sein, namentlich um das Fehlen oder Vorhandensein von Gesteinen aus dem Gebirgsstock des Takht i Soleiman festzustellen. Leider sind aber die letzteren selbst nur sehr unvollständig bekannt.

Ich fahre mit der Aufzählung von jüngeren Absätzen in den Gebirgsthälern fort.

Im Gebiet des Keretschflusses erinnere ich mich nicht, sehr viel bemerkenswerthe Bildungen der besprochenen Art gesehen zu haben. Es hängt das vielleicht auch mit dem ausgesprochenen Querthalcharakter dieses in wilden Felsengen verlaufenden Flusses zusammen. Doch fehlen solche Bildungen keineswegs gänzlich in den dafür geeigneten Thalstrecken. So sind z. B. in dem unteren Theile des noch im Gebirge befindlichen Flusslaufes, etwa $^1/_2$ Meile oberhalb des Austritts des Keretsch aus dem Gebirge in die Ebene oberhalb des Dorfes Keretsch (Schloss Suleimanieh) bei dem Dorfe Bilawan mächtige Schottermassen hoch über dem heutigen Thalniveau entwickelt, die sich von hier abwärts auch noch bis Seinabad verfolgen lassen oder vielmehr,



wenn man von Soleimanieh kommt, schon bei Seinabad angetroffen werden.

Weiter thalaufwärts kenne ich unterhalb des Dorfes Raskan das Vorkommen von Blöcken einer wohl der Quartärzeit angehörigen Breccie, welche namentlich den in jener Gegend verbreiteten Diabasmandelstein in eckigen Stücken enthält.

Der Keretschfluss behält seinen Namen nur bis zur Thalgabelung von Duab (Zweiwasser), wo er aus dem Lowra-Flusse und dem Ab i Scharistonek (Bach von Scharistonek) zusammenfliesst. Der Lowrafluss ist seine eigentliche, als Querthal ausgebildete Fortsetzung nach oben, während der Bach von Scharistonek ein einmündendes Längsthal darstellt. In diesem letzteren sah ich kurz unterhalb des Dorfes Scharistonek und oberhalb des Dorfes Serek auf der rechten Thalseite ein eisenschüssiges breccienartiges Conglomerat, dessen Gemengtheile Gesteine der Umgebung sind. Es hat dasselbe eine gewisse Aehnlichkeit mit dem rothen Conglomerat im oberen Talakhan bei Gerab und dürfte von ähnlichem Alter und ähnlicher Entstehung sein wie dieses.

Von den Terrassen im Dschedscherud-Thal bei Uschon und Rudek haben wir schon im ersten Abschnitt dieser Abhandlung zu sprechen Gelegenheit gefunden. Geht man von dem dort erwähnten Karavanserai Kemard nach der Stadt Demavend, so passirt man bei Bumehin den gleichnamigen Fluss auf einer gemauerten Brücke. Für gewöhnlich ist dieser Fluss ziemlich wasserlos. Manchmal jedoch müssen hier heftige Anschwellungen stattfinden, denn ich sah im Flussbett bei der Brücke ungeheure Massen eingetrockneten Schlammes, und auch einige riesige Gesteinsblöcke lagen im Bachbett, trotzdem die anstehenden Felsarten, von denen sie stammen konnten, hier nicht sehr nahe sind. Der Schlamm mit den ihm incorporirten Blöcken erinnert etwas an gewisse, bei den sogenannten Muren der Alpen vorkommende Erscheinungen. Jedenfalls mahnen derartige Thatsachen daran, dass nicht jeder grössere, von seiner ersten Lagerstätte entfernte Gesteinsblock ohne Weiters auf Glacialwirkungen bezogen werden darf.

Im Thale des zwischen den Städten Demavend und Firuskuh verlaufenden, nach dem Wüstenplateau gehenden Delitschai, den ich von seinem Ursprung bei Mumetsch bis zum Karawanserai Delitschai abwärts verfolgte, sah ich in nächster Nähe dieses Karawanserai horizontal geschichtete, in ihrer Verbreitung durch die Thalfurche begrenzte Conglomerate, welche aber hoch über dem Flussniveau anstehen. Höher thalaufwärts war das Thal freilich so eng, dass für derartige Absätze schwer Platz blieb.

Von Delitschai kommt man auf dem Wege nach Firuskuh über den Gebirgsriegel von Aminabad zunächst an das Thal des Flusses Kasan. Der genannte Gebirgsriegel verbindet auf seiner Höhe plateauartig den nordwärts von Aminabad gelegenen Hauptkamm des Alburs, dessen höchster Gipfel hier der Takht i Ali genannt wird, mit einer etwas niedrigeren, in zackigen Spitzen aufstrebenden Parallelkette. Abwärts östlich von Aminabad gegen den Kasan zu, bemerkt man nach einiger Zeit Kalkconglomerate, welche zum Theil deutlich horizontal geschichtet sind. Die grosse Höhe, in der hier die Conglomerate vorkommen, fiel mir ganz besonders auf, und doch fand ich mich nicht veranlasst, die-



selben als dem älteren Schichtencomplexe angehörig zu betrachten, aus welchem das Gebirge hier zusammengesetzt ist. Die Conglomerate erscheinen durchaus als ein oberflächlich dem sonst vielfach gestörten Gebirge auf- und angelagertes jüngeres Formationsglied. Ich möchte für diese durch den Ort ihres Auftretens mir ziemlich unverständlich gebliebene Bildung die ganz besondere Aufmerksamkeit eines meiner Nachfolger mir erbitten. Sollte einer der heutigen Flüsse, etwa der Kasan, einst bis zu dieser Höhe die Abhänge des Takht i Ali bespült haben, so wäre man in grosser Verlegenheit für das jenseitige Ufer desselben. Keines der zunächst schrägüber befindlichen Berggehänge erreicht auch nur entfernt die Höhe des Vorkommens dieser Ablagerungen.

Erst nachdem man die fraglichen, wahrscheinlich nicht sehr mächtigen Conglomerate zu beobachten Gelegenheit hatte, beginnt der steilere Abstieg nach dem Kasanthal. Hier sieht man dann schon in der Nähe des Flusses an dessen rechter Thalseite stark eisenschüssige, mitunter etwas breccienartige Conglomerate in hohen, plumpen, ungeschichteten Felsen anstehen. Diese letzteren werden ihrerseits sowohl gegen den Fluss zu, als nach aufwärts gegen den Gebirgshang hin, von deutlich horizontal geschichteten, graubraun gefärbten in ihrem Elemente dem heutigen Flussschotter analogen Conglomeraten umlagert. Da diese geschichteten Conglomerate, welche schon ziemlich hoch über das heutige Flussniveau sich erheben, doch mindestens diluvialen Alters sind, so wird man für die ungeschichteten eisenschüssigen Bildungen wohl ein etwas höheres, also tertiäres Alter in Anspruch nehmen müssen.

Jenseits des Kasan-Thales, für welches mir auch der Name Kasghan angegeben wurde, breitet sich eine weite, von Bergen eingerahmte Hochebene in nordöstlicher Richtung aus. Grewingk nennt dieselbe einfach das Thal von Firuskuh. Man ersteigt dasselbe einfach von dem Kasghanthal aus auf einem flach ansteigenden Wege, der über das einsame Karavanserai Lasem führt.

Der Name Nemrud, welcher mir ebenfalls, obschon von vielleicht nicht ganz zuverlässigen Leuten als Synonym für Kasan bezeichnet wurde, kann füglich besser und wahrscheinlich der Wahrheit entsprechender für den in dieser Gegend links in den Kasghan mündenden Nebenfluss verwendet werden, welcher aus jenem Hochthal kommt.

Der Kasghan kommt aus der Gegend von Nedschofter, welches Dorf etwa 6 Farsach von Firuskuh entfernt ist.

Recht bemerkenswerth sind, nebenbei bemerkt, die orographischen Verhältnisse dieser Gegend, von welcher ich schon bei einer früheren Gelegenheit betont habe, dass hier ein deutliches Abschwenken der Gebirgskämme in nordöstlicher Richtung erfolge. Die Hauptkette des Alburs endet hier ziemlich plötzlich mit dem hohen Takht i Ali, und ihre Rolle als Wasserscheide, welche sie von der Gegend der Stadt Demavend an bis Aminabad behauptet hatte, wird von einer jenseits des genannten Hochthales gelegenen, nördlicheren Kette übernommen, welche sich, wie schon Grewingk meinte, in westlicher Richtung mit den Bergen von Newo in der Demavendgegend verbindet, und zwar scheinen es speciell die Berge zwischen Iro und Newo zu sein, welche hier ihre Fortsetzung finden. Die Wasserscheide zwischen dem Kasghan

und dem Rud i Lasseh genannten Zufluss des Heras mag dann stellenweise ein relativ niedriger Querrücken sein. In jedem Falle liegt das breite Hochthal von Firuskuh an einer Stelle, welche man sich sonst als die Fortsetzung der westlich davon entwickelten Gebirgszüge denken würde. Inwieweit das Zusammentreffen all dieser Verhältnisse, namentlich auch bezüglich des Abschwenkens der Ketten ein zufälliges ist oder nicht, will ich nicht weiter erörtern.

Ich möchte hier nur noch die Gelegenheit benützen, um der Meinung Todd's (transact. of the geol. soc. V, pag. 102) entgegenzutreten, der die Höhe auch der im Norden das Hochthal von Firuskuh begrenzenden Kette nur auf 750 Fuss über dem Niveau des Hochthales schätzte. Das ist entschieden zu niedrig gegriffen, selbst wenn man die Höhe der fraglichen Hochebene auf 6000 Fuss über dem Meere annehmen wollte. Ich sah die Südabhänge jener Kette, als ich am 6. October 1874 dort vorüberkam, noch mit Schneeflecken bedeckt, welcher Schnee, wie mir versichert wurde, alt war. Das fiel mir umsomehr auf, als ich den Südabhang der hohen Alburskette bei Stadt Demavend, den Taar-Seeen und Aminabad, von wo ich kam, vorher völlig schneefrei erblickt hatte. Berge aber von nur 7000 Fuss Höhe bewahren in Persien ihren Schnee kaum den ganzen Sommer hindurch.

Der Boden des Hochthals besteht bei Lasem hauptsächlich aus Gebirgsschutt. Gegen die Mitte des Hochthals herrscht Löss, den man dann später, zum Beispiel auf dem Wege von Firuskuh nach dem Gedukpass bis gegen Karavanserai Duab zu gut beobachten kann. Etwas vor Duab wird der Boden durch Beimischung von Gebirgsschutt wieder steinig.

Das Hochthal von Firuskuh besitzt eine Länge von ungefähr vier Farsakh in ostwestlicher Richtung und eine Breite von zwei bis drei Farsakh in nordsüdlicher Richtung. Die kleine Stadt Firuskuh selbst liegt am Südrande des Thales, ungefähr in der Mitte der Längserstreckung, dort wo der hier aus den Bächen Waschi und Gur i sefid zusammenfliessende Hablerud die südliche Umwallung des Thales zu durchbrechen beginnt. Sowohl der von dem Dorfe Gelisghen herkommende Waschi als der von salzigen Ausblühungen umgebene Gur i sefid-Bach fliessen ihrerseits wieder in terrassenartig abgestuften Depressionen, welche innerhalb des Hochthales liegen. Die Depression des Waschi ist stellenweise ziemlich sumpfig.

Im Thale des Talar, längs welchem jenseits des Gedukpasses der Weg von Firuskuh nach Masanderan geht, treten dann wieder stellenweise diluviale Schottermassen auf. Unterhalb des Dorfes Salare, und zwar unterhalb einer durch einen sehr festen, zum Theil in grossen Blöcken von den Gehängen herabfallenden Sandstein bedingten Thalverengung sind auf der linken Flussseite solche Schottermassen durch den Fluss blosgelegt. Sie weisen unten gröbere, oben feinere Lagen auf. Oberhalb des kleinen verlassenen Dorfes Gekun trifft man an einer Stelle ein mächtiges, sehr grobes Schuttconglomerat, welches stellenweise unterhöhlt erscheint. Die Aushöhlungen sind innen von Rauch geschwärzt, sie dienen also wohl ähnlich wie die früher beschriebene am unteren Heras den Reisenden als zeitweiliger Zufluchtsort.

Im Ganzen sind längs des Talarlaufes echte Flussterrassen nicht eben häufig in typischer Weise entwickelt und steht der Talar diesbezüglich hinter anderen Flüssen des Alburs zurück.

Dagegen zeigt ein kleiner, Tschehilitschehorab (44 Wasser) genannter Bach in der Gegend aufwärts von Asterabad beim Dorfe Sioret, wo sich das bis dahin im Unterlaufe enge Thal desselben erweitert, namentlich am rechten Bachufer mächtige Massen von Diluvialschotter, welcher daselbst in senkrechten Wänden entblösst ist und an seiner Oberfläche eine terrassenförmige Thalausfüllung bildet.

Bei Besprechung jüngerer Bildungen innerhalb oder an den Rändern von Hochgebirgen wird man auch die Frage aufwerfen können, ob Spuren der Glacialperiode daselbst nachweisbar sind. Ich glaube diese Frage, deren Lösung in dem einen oder dem anderen Sinne Consequenzen von weittragender allgemeiner Geltung nach sich zieht, kann nicht vorsichtig genug behandelt werden, es scheint auch, dass nicht überall diese nöthige Vorsicht von allen Autoren beobachtet wurde. Irrthümer in dieser Richtung haben leider mehr als locale Bedeutung.

Mancher wird vielleicht bei Durchsicht der folgenden Zeilen finden, dass ich dabei mehr als nöthig zurückhaltend bin. In Bezug auf ein Gebirge wie der Alburs es ist, wird man aber schon deshalb sehr kritisch bei Untersuchung von Glacialspuren vorgehen dürfen, weil bei einer Anzahl anderer asiatischer oder Asien benachbarter Gebirge der Nachweis solcher Spuren von sehr aufmerksamen und kenntnissreichen Beobachtern nicht geführt werden konnte. Bekanntlich leugnet B. v. Cotta (der Altai, pag. 65), dass es im Altai eine Eiszeit gegeben habe. Baron v. Richthofen (China, I. Bd., pag. 158) versichert, dass er bei seinen Reisen in China in den dortigen Gebirgen vergeblich nach Andeutungen einer solchen gesucht habe. Muschketoff war auch einst der Ansicht (vergl. Russische Revue, 1877, pag. 281), dass für den Thianschan genügende Anhaltspunkte zur Annahme einer einstigen Vergletscherung nicht vorlägen. Szewerzow hat allerdings (im Aprilheft der k. russ. geogr. Ges. 1877) gegen diese Ansicht polemisirt, da er Ueberreste alter Moränen daselbst entdeckte, doch gibt er zu, dass die deutlich erkennbaren Spuren selten seien und fügt bei, dass es überdies eine allgemeine Eisperiode dort nicht gegeben habe. Die betreffenden Gletscher seien etwa von der Ausdehnung der heutigen Alpengletscher gewesen. Im abyssinischen Hochlande sah Blanford (Abyssinia, London 1870) keinerlei Andeutungen alter Gletscher und ebensowenig fand F. v. Hochstetter (Jahrb. der geolog. Reichs-Anst. 1870, pag. 460) im Balkan eine Spur von alten Moränen. Endlich ergaben auch die neuesten Untersuchungen in Griechenland und in Bosnien diesbezüglich ein negatives Resultat.

Bemerkenswerth erscheinen mir auch die Ausführungen des Botanikers Professor A. Engler (Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt, Leipzig 1879, pag. 118), in denen gezeigt wird, dass im nördlichen Persien keine dem Kaukasus fehlende Glacialpflanze beobachtet wurde, und dass die wenigen mit kaukasischen übereinstimmenden

Glacialpflanzen der nordpersischen Gebirge durch die Thätigkeit von Vögeln dorthin gelangt sein mögen. Auch die heutigen Verhältnisse der Schneebedeckung oder Vergletscherung Persiens sprechen nicht unbedingt oder doch wenigstens im Norden Persiens nicht überall dafür, dass, wenn sie um ein gewisses Mass gesteigert gewesen wären, eine ausgedehnte Vergletscherung des Alburs-Hochgebirges zur Nothwendigkeit geworden wäre.

Gletscher gibt es im heutigen Persien gar nicht, vielleicht mit einziger Ausnahme des übrigens noch nicht näher untersuchten Gletschers des Pir Omar Gudrun in den kurdischen Gebirgen der Gegend von Sennah, worüber wir kurze Nachrichten von Rich besitzen (vergl. Ritter, Erdkunde, 9. Bd., pag. 451 und 566). Diese noch so überaus wenig bekannten kurdischen Hochgebirge und einige der centralen Ketten Persiens scheinen überhaupt theilweise viel mehr Schnee zu führen, und stellenweise wohl auch zu viel bedeutenderen Höhen anzusteigen, als die meisten Gipfel der nordpersischen Erhebungen. Wenn dort einmal genaue Höhenmessungen ausgeführt sein werden, so dürften sie uns mit ganz überraschenden Resultaten bekannt machen[1]). Jedenfalls

---

[1]) Bereits St. John (vergl. Petermann's geogr. Mitth. 1877, pag. 70, wo ein Referat über Eastern Persia, an account of the Persian Boundary Commission, London 1876, gegeben wurde) betonte, dass die Höhe der persischen Gebirge bisher meist unterschätzt wurde. Er hielt für die höchste der zusammenhängenden Ketten Persiens den noch unbesuchten Kuh Dinar im südlichen Persien, den er im August aus der Entfernung noch so schneebedeckt erblickte, dass er dabei an die Berner Alpen erinnert wurde. Nicht viel minder bedeutend mögen aber gewisse Erhebungen des centralen Persien sein, wie z. B. die Kette des Zerd i Kuh, welche ich im Juni 1874 leider ebenfalls nur aus der Entfernung zu sehen Gelegenheit hatte, als ich von Chonsar kommend den Badiankuh überstieg, um mich nach der Landschaft Feridan zu wenden.

Auf dem Wege von Isfahan nach Chonsar über Tiran, Kurd i bolo und Dumbineh steigt man bis hinter Kurd i bolo beständig allmälig aufwärts. Wenn nun auch dieser Aufstieg kein steiler ist, so muss er doch zu sehr respectabler Höhe führen, da die genannte Strecke bis zur Wasserscheide zwischen Kurd i bolo und Dumbineh eine Länge von ungefähr 100 Kilometern besitzt. Zieht man nun in Betracht, dass Isfahan selbst nach Khanikoff eine Meereshöhe von 5112 Fuss, nach St. John (vergl. Petermann's Mitth. 1878, pag. 27) eine solche von 5100 Fuss besitzt, so kann jene in einem Längsthal zwischen zwei Gebirgsketten gelegene Wasserscheide sehr gut eine Meereshöhe von etwa 8000 Fuss erreichen. Dass dieser Calcul kein übertriebener, sondern eher ein bescheidener ist, mag auch durch den Umstand bestätigt werden, dass ich am 28. Mai in Dumbineh noch von einem Schneefall überrascht wurde.

Die imposante, durch charakteristische Formen ausgezeichnete, übrigens nur einige Meilen lange Kalkkette des Dalun Kuh südlich von Kurd i bolo hatte im Mai noch einige Schneeflecken aufzuweisen, und doch ist dieses Gebirge, welches sich über der fraglichen Wasserscheide sicher noch um einige Tausend Fuss erhebt, gar nicht mit dem Zerd i Kuh zu vergleichen. Von dem genannten Badiankuh (einer Art westlichen Fortsetzung des Dalun Kuh) südwärts herabsteigend, war ich erstaunt jenseits der an sich schon nicht völlig unbedeutenden Berge des Feridan-Gebiets eine (im Juni) über und über mit Schnee bedeckte, augenscheinlich viele Meilen lange Kette den Horizont begrenzen zu sehen. Das war der Zerd i Kuh. Diese Kette zeigt keinerlei besonders hervorstechende Erhebungen, sondern schien überall mit ziemlich gleichen Kammhöhen zu verlaufen. Erst gegen das westlichste, mir von meinem Beobachtungsstandpunkt sichtbare Ende der Kette in weiter Ferne zeigte sich ein etwas isolirt stehender Berg, dessen Gipfel jedoch in nahezu gleicher Höhe mit dem langgestreckten Kamme der Hauptkette sich zu befinden schien. Wie mir übereinstimmend von verschiedenen Bewohnern der Gegend versichert wurde, wird

aber fehlen Gletscher im Albursgebirge und sogar das Vorkommen von ewigem Schnee ist daselbst ein sehr beschränktes.

Auf dem mehr als 12.000 Fuss hohen Schemiranberge, gleich nördlich von Teheran, ist im August auch der letzte Schnee verschwunden. Höchstens scheint es ein ganz begrenzter Fleck gefritteten Schnees zu sein, welcher auf der nördlichen Kammseite den Sommer überdauert. Es ist die von Kotschy (der westliche Alburs, pag. 25, Aus d. Mitth. d. geogr. Ges. Wien 1861) mit dem Namen Dario i Jach bezeichnete Stelle. Herr Dr. Polak hatte mich seinerzeit auf Schneebrücken aufmerksam gemacht, welche er in der Gegend der Taar-Seeen beim Aufstieg von der Stadt Demavend aus passirt hatte. Bei meinem Besuch dieses Gebirgstheils im October 1874 war dort nirgends auch nur eine Spur von Schnee anzutreffen. Dagegen hatte ich kurz vorher im September auf der Nordseite desselben hohen Gebirgskammes, auf dessen Südseite die Seeen liegen, noch zahlreiche Schneeflecken bemerkt, aber nirgends eine continuirliche Schneedecke. Von den Schneeflecken auf der Kette nördlich der Hochebene von Firuskuh habe ich schon bei einer früheren Gelegenheit gesprochen.

Man wird indessen die Schneegrenze eines Gebirges kaum nach den Meereshöhen einzelner abgelegener oder schattenreicher Schluchten bestimmen, in welchen Schnee beständig liegen bleibt. Von der hohen Wasserscheide des Kendewan in das Wassergebiet des Lowraflusses herabsteigend, sah ich unten in einem engen Seitenthale des letzteren noch im September alten Schnee in kleineren Partien, während der Kendewan und die hohen Gipfel seiner Umgebung nicht eine Spur mehr davon aufwiesen. Dergleichen gibt aber kein Kriterium ab. Niemand, um auf ein uns nahe liegendes Beispiel hinzuweisen, wird behaupten wollen, dass die Sudeten sich über die Schneegrenze erheben, weil in den sogenannten Schneegruben des Riesengebirges bei einer Meereshöhe von etwa 3500 Fuss sich ewiger Schnee befindet.

Wenn man also unter der Schneegrenze eines Gebirges die Linie verstehen will, oberhalb deren die Kämme und Kuppen dieses Gebirges von einer stetigen, und soweit nicht allzu schroffe Abstürze dies verhindern, ununterbrochenen Schneedecke bedeckt sind, dann liegen anscheinend alle Gipfel des Alburs unter der idealen Schneegrenze dieser Gegend, eine gewiss überraschende Thatsache, wenn wir auch die beiden höchsten Gipfel jenes Gebirges, den Takht i Soleiman und den Demavend in Betracht ziehen.

Wohl sah ich im Herbst 1874 sowohl auf der Nordseite von Kelardescht aus, als auf der Südostseite des gegen 14.000 Fuss hohen Takht i Soleiman von der Höhe des Schemiran aus ziemlich bedeutende Schneefelder. Immerhin aber nahmen die schneefreien Stellen ein grösseres Areal ein, als die schneebedeckten. Kotschy, der diesen Berg in der

---

der Zerd i Kuh niemals schneefrei. Bedenkt man, dass er um durchschnittlich etwa vier Breitegrade südlicher liegt als das Albursgebirge, dann dürfte die Vermuthung nicht allzugewagt sein, dass die Kammhöhen des Zerd i Kuh nicht hinter denen des Kuh Dinar und wenig hinter dem höchsten Gipfel des Alburs, dem Demavend zurückbleiben.

Wer uns mit diesen Hochgebirgen näher bekannt machen wollte, der würde über einen der unbekanntesten Theile der Welt Licht verbreiten.

Mitte des Juli 1843 besuchte, scheint dort allerdings noch bedeutende Schneemassen vorgefunden zu haben. Er spricht dort (l. c. pag. 33) von einem gegen Norden sich ziehenden Thalgrunde, von welchem kaum der vierte Theil des Flächenraumes von Schnee entblösst war. Er passirte ein etwa 600 Klafter weites Schneefeld, welches mit einer dünnen Schicht frisch gefallenen Schnees bedeckt war. Nach unten zu war die Masse des Schnees hier mehr eisig. Das wäre ein Anfang zur Firnbildung. Aber doch fand Kotschy überall noch Alpenpflanzen auf den Bergrippen, von denen er eine schöne Ausbeute machte.

Uebrigens mag nicht übersehen werden, dass die Lage des Takht i Soleiman im Vergleich zu andern höheren Gipfeln des Alburs bereits eine den feuchten caspischen Küstenlandschaften einigermassen genäherte ist.

Selbst der Riesenkegel des Demavend[1]) trägt während und etwas nach der heissesten Zeit des Jahres, im Juli und August, meist keine zusammenhängende Schneehaube mehr. Gespenstisch starren dann seine schwarzen, radial von oben nach unten verlaufenden Bergrippen zwischen den weissen Streifen der Schneefelder hervor, was diesem spitz zuckerhutförmigen Kegel ein eigenthümliches Aussehen verleiht.

Vergegenwärtigen wir uns ein wenig die Lage des Alburs zu anderen Gebirgen. Die Alburskette liegt in der Gegend des sechsunddreissigsten Grades nördlicher Breite, theils etwas nördlich, theils etwas südlich davon. Da die mit ewigem Schnee und Eis bedeckten Gipfel der Alpen, wo die Schneegrenze in etwa 8—9000 Fuss sich befindet, zwischen dem fünfundvierzigsten und siebenundvierzigsten Breitegrade liegen, so zeigt die Lage des Alburs dagegen freilich eine Differenz von durchschnittlich zehn Graden. Die Gletschergegenden des Kaukasus liegen auch noch 7 Grade nördlicher als der Demavend. Nach Abich (Ueber die Lage der Schneegrenze und die Gletscher der Gegenwart im Kaukasus (mél. phys. et chim. tirés du bulletin de l'acad. imp. de St. Pétersb. t. 8, 1878) ist die Lage der Schneegrenze daselbst je nach den Localitäten eine sehr verschiedene und zeigt in ihren Extremen Differenzen bis zu 3200 Fuss, doch fand Abich als mittleren Ausdruck dafür die Ziffer von 10.600 Fuss. Der grosse Ararat dagegen, welcher nicht ganz vier Breitegrade nördlicher liegt, als der Alburs, ist stets mit einer dichten Schneehaube bekleidet und dürfte die Schneelinie daselbst, selbst in der heisseren Jahreszeit, auf ein Niveau von 12—13.000 Fuss herabreichen. Der kleine Ararat (12.000 Fuss hoch) zeigt allerdings im Sommer nur wenig Schnee mehr. Semenow (Petermann's Mitth. 1876, pag. 361) fand am Tengri im Thian-Schan-Gebirge, also etwa im dreiundvierzigsten Breitegrade, die Schneegrenze 11.540 Pariser Fuss hoch. Nach Stoliczka (Petermann's Mitth. 1870,

---

[1]) Ueber die Höhe des Demavend kann meine Zusammenstellung an Höhenmessungen desselben in dem Aufsatz: „Der Vulkan Demavend" (Jahrb. d. geolog. Reichs-Anst., 1878) verglichen werden. Die meisten barometrischen Messungen gelangten zur Annahme einer Höhe von etwa 20.000 Fuss. Die neuere barometrische Messung Napiers ergab 18493 engl. Fuss, und die vom caspischen Meere aus vorgenommene trigonometrische Messung von Iwastschinzow ermittelte eine Seehöhe von 18464 Fuss. (Vergl. Petermann's Mitth. 1878, pag. 276.) Letztere wird jetzt für die zuverlässigste gehalten.

pag. 9) liegt die Schneelinie des Himalaya in der Gegend des Sedletschthales (zwischen dem einunddreissigsten und zweiunddreissigsten Breitengrade, also um durchschnittlich mehr als vier Breitengrade südlicher, als der Alburs) auf der tibetanischen Seite ungefähr in 18.500 Fuss und am Südabhange gar nur in 17.000 Fuss Höhe. Man sollte, sofern es erlaubt ist, aus allen diesen Angaben eine ungefähr theoretische Combination zu machen, die ideale Schneegrenze des Alburs etwa in 15 bis 16.000 Fuss Seehöhe suchen dürfen.

Mit Ausnahme des Demavend bleiben jedoch alle Gipfel oder Kämme des Alburs unter dieser Höhe einigermassen zurück, da die höchsten Spitzen, wie der Schemiran oder Takht i Soleiman, nur 12- oder 14.000 Fuss hoch sind. Man müsste sich demnach unter der Voraussetzung sonst ähnlicher klimatischer Verhältnisse der Umgebung schon eine nicht ganz unbeträchtliche Temperaturerniedrigung für die persischen Landschaften denken, bis eine etwas allgemeinere Vergletscherung des Gebirges die Folge wäre.

Der Grund, weshalb sogar der Demavend, der doch jedenfalls eine Höhe erreicht, in welcher man ewiges Eis und ewigen Schnee erwarten sollte, in einer gewissen Jahreszeit doch nur sehr unvollkommen mit Schnee bedeckt erscheint, ist indessen nicht so schwer einzusehen. Der Einfluss vulcanischer Wärme, an den man als naheliegend denken könnte, ist kaum von Belang, derselbe kommt wohl nur ganz local für einige Stellen des höchsten Gipfels zur Geltung. Auch die Steilheit des Absturzes dieses Kegels kommt hier nicht in Betracht, denn, kann der Schnee durch 9 oder 10 Monate hindurch eine mehr oder minder zusammenhängende Decke auf demselben bilden, so könnte er auch für den Rest des Jahres hier liegen bleiben. Zudem zeigen Berge, wie der Ararat und der Kasbek, nicht minder stark geneigte Abhänge. Wohl aber darf darauf hingewiesen werden, dass der Schnee auf isolirten Kuppen überall rascher verschwindet, als auf ausgedehnten Gebirgsflächen, und der Demavend ist, obwohl mitten im Hochgebirge stehend, doch in Bezug auf seine Höhe inmitten der Berge seiner Umgebung, welche meist nur 8- oder 9000, in seltenen Fällen vielleicht 10 bis 11.000 Fuss (Kuh i Mas) hoch sind, als isolirt zu betrachten.

Wichtiger aber noch ist der Umstand, dass dort, wo nicht viel Schnee fällt, auch nicht viel davon liegen bleiben kann. Bei der ausserordentlichen Trockenheit des persischen Klimas, bei dem fast beständig heiteren, wolkenlosen Himmel dieses Landes ist natürlich auch die Menge der atmosphärischen Niederschläge daselbst sehr unbedeutend. In den höheren Regionen, wo solche Niederschläge als Schnee auftreten, sind sie natürlich auch selten. Es gehört zu den Ausnahmen, dass man von Teheran aus den Demavend durch Wolken verhüllt sieht. Folglich kann auch der Schneefall auf diesem Gipfel nur gering sein. Die Absorption des gefallenen Schnees hingegen ist bei der Trockenheit der Luft eine s hr grosse. Die erhitzte Wüstenluft, welche wahrscheinlich zu Zeiten vom iranischen Plateau an dem Gebirge hinaufsteigt, mag das Ihrige dazu beitragen, den Schnee daselbst zu schmelzen.

Die Schneegrenze ist eben, wie Humboldt (Kosmos I., p. 356) auseinandergesetzt hat, nicht blos eine Function der geographischen

Breite oder der mittleren Jahrestemperatur, sondern sie ist, wie er sich ausdrückt, von Verhältnissen der Temperatur, der Berggestaltung und der Feuchtigkeit abhängig. „Die Verdunstung des Schnees (Humboldt l. c. p. 357) bei der Strahlung in einer überaus trockenen Luft gegen einen wolkenfreien Himmel ist so mächtig, dass der Vulcan von Aconcagua, nordöstlich von Valparaiso (Br. 32½), welchen die Expedition des Beagle noch um mehr als 1400 Fuss höher als den Chimborasso fand, einst ohne Schnee gesehen wurde."

Welche Effecte ähnliche Ursachen in den Schneeverhältnissen gewisser Gebirge hervorbringen können, beweisen bekanntlich die Schneelinien im Himalaya und im Kaukasus, welche auf der Nordseite dieser Gebirge höher liegen, als auf der Südseite, wo man doch das Umgekehrte voraussetzen sollte. Am Himalaya beträgt diese Differenz 1500 Fuss, dafür aber liegt im Norden dieser Kette das trockene Steppengebiet von Tibet, während im Süden das feuchte Klima von Hindostan herrscht.

In meinem Aufsatz über die Entstehung der Salzsteppen glaube ich dargethan zu haben, dass Persien nicht allein seit historischer Zeit, sondern auch, wenigstens bezüglich der Trockenheit, schon lange vorher ein im Ganzen dem heutigen ähnliches Klima besessen habe und dass schon die Mächtigkeit des Steppenlöss unter der Voraussetzung einer subaërischen Entstehung desselben die Annahme wesentlich von den heutigen verschiedener physikalischer Bedingungen für dieses Land zur Diluvialzeit ausschliesse.

Wir haben früher gesehen, dass die Diluvialfauna von Maragha mit dieser Betrachtung in Einklang zu bringen ist. Höchstens könnten die Elephanten, sofern es echte behaarte Mammuthe waren, oder die Rhinoceronten auf eine etwas niedrigere herrschende Temperatur jener Zeit hinweisen, obwohl wir noch gar nicht zu sagen im Stande sind, dass jene Thiere nicht ähnlich wie viele andere Arten der Jetztwelt die Fähigkeit besassen, grössere klimatische Differenzen zu ertragen. Einem Steppencharakter aber Persiens zur Diluvialzeit widersprechen jene Dickhäuter nicht.

Man kann noch weiter gehen und sagen, dass sogar schon in der Neogenzeit, als sich die zahlreichen und mächtigen Salzstöcke des iranischen Hochlandes bildeten, ein analoges trockenes Klima geherrscht haben muss, da ja nach den neueren Anschauungen die Bildung solcher Salzmassen ein Ueberwiegen der Verdunstung über die Wasserzufuhr in den betreffenden Becken voraussetzt [1]).

Es sind also innerhalb der jüngeren geologischen Vergangenheit des Landes die Bedingungen für die Entwickelung von Gletschern nie-

---

[1]) Weil, wie ich an anderer Stelle (Tektonik des Alburs) nachgewiesen zu haben glaube, die Erhebung der nordpersischen Randketten nicht allerjüngsten Datums ist, und diese Ketten, wenn auch sicher wesentlich niedriger, zur Miocänzeit bereits in den Hauptconturen bestanden, so konnten schon damals die Nordwinde, deren Feuchtigkeitsgehalt auf der Nordseite des Alburs condensirt wird, von den südlich vom Alburs gebiet gelegenen Landschaften abgehalten werden, was unter der freilich nur bedingungsweise zu machenden Voraussetzung, dass die heutigen meteorologischen Verhältnisse correspondirend den geologisch-orographischen bereits in der Anlage vorhanden waren, immerhin in Betracht zu ziehen wäre.

mals besonders günstige gewesen und wenn auch eine zeitweilige Erniedrigung der mittleren Jahrestemperaturen eintreten konnte, so braucht dadurch nicht nothwendig eine bedeutendere Vergletscherung der Gebirge herbeigeführt worden zu sein.

Ausschliessen möchte ich aber deshalb die Möglichkeit localisirter kleinerer Vergletscherungen nicht unbedingt, welche während der sogenannten Eiszeit in Persien vorgekommen sein könnten. Es fehlt uns indessen vorläufig der strenge Beweis, dass jene Möglichkeit auch Wirklichkeit war.

Filippi (note di un viaggio in Persia, Milano 1865, pag. 253) berichtet gelegentlich der Beschreibung seiner Reise von Teheran nach dem Demavend, dass hinter Afdscheh der Weg sich auf die Höhe eines riesigen Bergrückens hinaufwinde, der ganz aus unzusammenhängenden, bunt durcheinander gemischten Schuttelementen besteht, oder doch wenigstens an der Oberfläche zu bestehen scheint. Die grosse Mächtigkeit der Trümmerbildungen verdiene umsomehr Aufmerksamkeit, als in den Alpen ähnliche Vorkommnisse zum grossen Theile der Thätigkeit von Gletschern zugeschrieben würden, während man im Alburs vergebens nach Spuren der Eiszeit suchen würde. Filippi glaubte ein Analogon zu diesem Verhalten im Kaukasus zu sehen, wo damals Glacialspuren noch nicht bekannt waren. Doch weiss man freilich, dass es später den Herren Ernest Favre und Abich gelang, dort solche zu entdecken.

In der Arbeit über die Entstehung der Salzsteppen habe ich übrigens den von Filippi erwähnten und einen ähnlichen von mir beobachteten Fall auf einfache Decomposition des Gebirges zurückgeführt (l. c. p. [8]), in Folge deren gewisse Gebirge gleichsam in ihren eigenen Schutt eingehüllt erscheinen. An alte Gletscher konnte auch ich bei jenen Trümmerbildungen nicht denken. Blanford hat das allerdings in Bezug auf wahrscheinlich sehr ähnliche Schuttbildungen gewisser südpersischer Gebirge gethan, doch mehr vermuthungsweise und ohne irgend bestimmte Beweise für diese Vermuthung beizubringen. Der Gesteinsdetritus, um den es sich hier handelt, hat mit Glacialschutt ebensowenig zu thun, als es etwa die sogenannten Felsenmeere haben, welche man auf den Kuppen granitischer Berge findet, wenn auch natürlich landschaftlich der Typus solcher Felsenmeere mit ihren oft riesengrossen Blöcken ein anderer ist, als jener der aus vielfach kleineren, meist gleichmässigen, zumeist von Sedimentgesteinen abgeleiteten Gesteinsbrocken bestehenden Schuttbildungen, von denen hier die Rede war.

Andere Schuttbildungen mit mächtigen Felsstücken gehören im Alburs sicher oft nur Bergstürzen an, wie sie in so grossen und hohen Gebirgen oft in colossalem Massstabe vorkommen[1]). Ich selbst fand meinen Weg durch kurz vor meiner Durchkunft herabgefallene Gebirgsmassen einigemale nahezu versperrt.

Zweifelhafter erscheinen dagegen die mächtigen Schutthügel, welche dem Südfusse des Schemirangebirges zunächst vorliegen. Es sind dies

---

[1]) Andrew Wilson (abode of snow, Edinburgh und London 1875, p. 295) gab uns eine Schilderung solcher riesiger Bergstürze aus dem Himalaya.

dieselben Hügel, welche früher bei Beschreibung der Terrassenbildungen am Fusse des Schemiran nach Polak als Stufe *c* bezeichnet worden sind.

Diese Hügel machen den Eindruck grosser Trümmer- oder Schutt-Halden. In dem Aufsatz über die Salzsteppen (l. c. pag. [9]) habe ich von den eigenthümlichen, langsam und regelmässig sich abdachenden, meist sehr ebenen Schuttzonen gesprochen, welche sich in Persien so häufig, namentlich zu beiden Seiten der niedrigeren Gebirgsketten in grosser Breite hinziehen, und in einer Anmerkung die Schutthalden am Fusse des Schemiran im Gegensatz zu den erstgenannten als hügelig, uneben und von zahlreicheren Erosionsfurchen durchbrochen geschildert. In der That ist auch die Physiognomie der verglichenen Bildungen landschaftlich eine wesentlich andere.

Die meisten der zahlreichen Dörfer am Fusse des Schemiran liegen im Bereich dieser flachhügeligen Schuttzone. Z. B. liegt das Dorf Sergende am östlichen Fusse derartiger Hügel, welche hier durch eine sanfte Thalvertiefung von dem nördlich davon aufsteigenden Gebirge getrennt sind. Der Boden dieser übrigens keiner der gegenwärtigen Wasserrinnsale entsprechenden Vertiefung wird ebenfalls von Gebirgsschutt eingenommen.

Auf diesen Höhen westlich von Sergende liegen nun zum Theil hoch auf den Gipfeln derselben etliche vereinzelte grosse Blöcke, deren Existenz in dieser Lage mir nicht wenig räthselhaft vorkam, und ich leugne nicht, dass mir manchmal der Gedanke aufstieg, jene Hügel seien vielleicht Reste alter Moränen, ihr Schutt sei grösstentheils Glacialschutt und jene Blöcke, welche so ganz dem Bereich der heutigen Wasserläufe entrückt schienen und deren Ort des Vorkommens überdies eine gute Stunde von dem Rande des anstehenden Gebirges entfernt ist, seien am Ende durch Gletschereis an ihren gegenwärtigen Platz gebracht worden.

Dass Blöcke von grösseren Dimensionen übrigens auch durch Wasser, durch die vom Schemiran kommenden Bäche eine gute Strecke weit gebracht werden können, beweisen die bisweilen colossalen Gesteinsblöcke, die man allenthalben in den betreffenden Bachbetten, z. B. bei Dscheferabad, bei Tedschrisch, bei Derike, bei Kend und anderen Orten am Fuss des Gebirges findet. Freilich liegen diese Riesenblöcke in Thalfurchen und nicht auf der Spitze von Hügeln. So lange indessen, als nicht zweifellose Gletscherschrammen, parallele Kritzung u. s. w. auf derartigen Blöcken oder auch auf kleineren Gesteinsfragmenten der betreffenden Schutthügel nachgewiesen werden, so lange überhaupt, als nicht sämmtliche zur Beurtheilung von Glacialablagerungen erforderliche Kriterien gegeben sind, müssen wir wohl mit unserer Meinung über die fraglichen Gebilde etwas zurückhalten.

Man könnte ja auch nöthigenfalls daran denken, dass die Schutthügel von Sergende u. s. w. nur Rudimente einer einst direct und ohne thalartige Unterbrechung nach dem Gebirge zu ansteigenden Schuttbildung vorstellen, so dass die heutigen Fundstellen jener grösseren Blöcke sich, statt wie heute in isolirter Höhe, einst nahe dem unteren Ende einer schiefen Ebene befunden hätten, auf welcher der Transport der Blöcke statthaben konnte.

Ebensowenig sicher, als in dem beschriebenen Falle, bin ich bezüglich der fremdartigen Gesteinsblöcke, welche im Bereich der kohlenführenden Liasformation bei Hif (zwischen Teheran und Kaswin vorkommen, wie ich das in der Arbeit über die Mineralreichthümer Persiens (Jahrb. der geol. R.-A. 1879, p. 601 [37]) gelegentlich der Localitätsbeschreibung des dortigen Kohlenvorkommens bereits erwähnte.

Am ehesten sollte man glauben in der Umgebung des Demavend, als des höchsten Berges des ganzen Landes, Glacialspuren finden zu können, doch fehlen mir selbst hier alle sicheren Anhaltspunkte hierfür.

Da dieser Berg jedenfalls bis in sehr junge geologische Zeiten hinein vulcanisch thätig war und somit sein Aufschüttungskegel der Erhöhung fähig gewesen ist, so könnte man freilich annehmen, dass seine absolute Höhe während der Glacialzeit eine etwas geringere war als heute, und dass folglich einer der wesentlichsten Factoren bei der Vergletscherung damals einen entsprechend geringeren Einfluss besass, indessen möchte ich diesem Umstande, oder besser, dieser doch nur hypothetischen Möglichkeit kein sehr grosses Gewicht beilegen.

Gab es zu jener Zeit Gletscher in Persien, dann war der Demavend sicher auch vergletschert, denn die Differenz seiner absoluten Höhe gegenüber der der anderen Berge des Alburs ist so bedeutend, dass er damals wie heute der höchste dieser Berge gewesen sein muss, selbst wenn seine Höhe um ein Weniges unter der heutigen zurückgeblieben wäre.

Gestreifte oder gekritzte Blöcke habe ich aber in der Nähe des Demavend ebensowenig beobachtet, wie moränenartig angeordnete Schuttablagerungen. Dagegen sah ich allerdings an den Abhängen oder in der Nähe des Berges stellenweise eigenthümliche Schuttterrassen, die nicht gerade nothwendig als diluviale Flussterrassen im gewöhnlichen Sinne gedeutet werden müssen und bei welchen man möglicherweise an das Auftreten der Glacialschuttterrassen der Alpen erinnert wird, wie sie unseren Geologen z. B. aus Tyrol sehr wohl bekannt sind.

Beispielsweise erblickt man eine ausgedehnte derartige Terrasse bei Abigerm unterhalb des Weges nach Melar. Dieselbe ist an ihrem äussersten Rande gegen das 2000 Fuss unter derselben liegende Thal des Heras durch die Ruine eines kleinen viereckigen Thurmes geziert, wie ich zur genaueren Bezeichnung der Localität anführe. Von hier aus übersieht man auch deutlich die terrassenförmige Beschaffenheit der Schuttmassen in der östlich gegenüber liegenden Schlucht des von Newo steil nach dem Heras abfallenden Thales, in welchem die Dörfer Kenarengun und Niagh gelegen sind. Man gewahrt, dass diese zahlreichen, zum Theil vielfach übereinander gestellten Terrassen schwach gegen das Herasthal zu geneigte Plateau-Oberflächen besitzen. Bei Besichtigung an Ort und Stelle erweisen sie sich als aus dem verschiedensten kantigen Gesteinsschutt und einem oft bläulich-grauen Lehm bestehend.

Nähere Untersuchungen werden erst lehren müssen, was es mit diesen Terrassen für ein Bewandtniss hat, und ob dieselben nicht dennoch natürlicher einfachen Flusswirkungen zuzuschreiben sind, obschon sie sich theilweise in Höhen über dem Herasthal befinden, bis zu

welchen, soweit meine Erfahrung massgebend ist, über dem Grunde anderer Thäler des Alburs die Flussterrassen nicht reichen.

Wer die Absicht haben sollte, die Eiszeitfrage in Persien specieller zu studiren, mag sich vornehmlich in das Gebiet des Takht i Soleiman begeben, wo, wie ich schon bei einer früheren Gelegenheit (Salzsteppen l. c. pag. [16]) hervorhob, diesbezüglich die auffälligsten Erscheinungen vorliegen. Namentlich mag man die Gegend zwischen dem vorhin erwähnten Thalkessel von Kelardescht und dem Hochgebirge untersuchen.

Das Dorf Hassankeif liegt in der südwestlichen Ecke jenes Thalkessels. Oberhalb Hassankeif erstreckt sich in südwestlicher Richtung ein ziemlich schmales Thal, an dessen Ende man ein prächtiges stellenweise schneebedecktes Hochgebirge wahrnimmt. Es ist der Gebirgsstock des Takht i Soleiman. Die Entfernung von Hassankeif bis zu jenem Hochgebirge schätzte ich auf etwa drei deutsche Meilen.

Die Umgebung von Hassankeif wird von Sandsteinen der unteren Juraformation gebildet. Am Ausgange jenes Thales sah ich jedoch zum Theil ziemlich grosse granitische Urgebirgsblöcke umherliegen, welche aus der Gegend von Takht i Soleiman stammen mussten, woselbst, wie auch aus sonstigen Anzeichen hervorgeht, ältere plutonische Gebirgsarten vorkommen. Wer beispielsweise in dem kleinen Thal zwischen dem Gardasee und dem Lago di Ledro zum ersten Male inmitten der dortigen mesozoischen Gebirgsmassen die dortigen grossen und zahlreichen Granitblöcke liegen sieht, kann nicht überraschter sein als ich es über jene Findlinge bei Hassankeif gewesen bin. Vereinzelte Beobachtungen aber, wie diese oder wie jene Beobachtung der Trümmergesteine von Sugolischah am Tschalus, die schon früher in diesem Aufsatze erwähnt wurde und die hier zunächst noch herangezogen werden könnte, scheinen mir unzureichend, um schon heute für die bestimmte Lösung einer Frage zu entscheiden, welche, wie gesagt, eine zu weitgreifende theoretische Bedeutung besitzt, als dass sie nicht mit äusserster Kritik behandelt werden müsste.

Jüngere Bildungen auf der Nordseite des Alburs und an der caspischen Küste.

Nachdem wir nunmehr den jüngeren, vornehmlich der Diluvialzeit, zum Theil vielleicht wie die Eingangs erwähnten Conglomerate von Surkh hazar noch der jüngsten Neogenzeit zufallenden Gebilden und Erscheinungen des Alborsgebirges einige Aufmerksamkeit gewidmet und gefunden haben, dass dieselben für künftige Specialstudien ein ziemlich anziehendes Feld der Thätigkeit abgeben können, erübrigt uns noch, der diluvialen und recenten Bildungen auf der Nordseite des Alburs mit einigen Worten zu gedenken.

Die ebenen Theile der Landschaften Masenderan und Ghilan, sowie der Provinz Asterabad bilden bekanntlich einen schmalen, stellenweise allerdings etwa vier bis fünf geographische Meilen breiten, von dichtem Urwald, Sümpfen, Farrengebüschen, hie und da auch von

Reis- und Baumwollenculturen bedeckten Landstrich zwischen der Alburskette und der caspischen Küste.

Dass das caspische Meer in früheren Zeiten eine grössere Wassermenge und eine ausgedehntere Oberfläche besessen habe, ist erst vor einigen Jahren wieder von Schmick (Die Aralo-Caspiniederung und ihre Befunde, Leipzig 1874) gesagt worden. Schmick hat bei dieser Gelegenheit auch einige Mittheilungen gemacht, welche ein Zurücktreten jenes Binnenmeeres von der persischen Küste sogar seit historischer Zeit beweisen sollen.

Die Frage, ob dasselbe noch in geologisch jüngster Zeit mit dem Ocean durch andere Becken zusammenhing oder nicht, ist von Professor Neumayr (Verh. der geolog. Reichs-Anst. 1875, pag. 31) sehr treffend im ablehnenden Sinne beleuchtet worden. Sie kommt auch für uns zunächst nicht in Betracht. Dass ferner auch mit den Gebieten südlich vom Alburs seit wenigstens der Miocänzeit keinerlei Zusammenhang jenes Meeres bestand, glaube ich an anderen Orten ebenfalls schon erwiesen zu haben. Desgleichen habe ich in dem öfter citirten Aufsatz über die Salzsteppen schon angedeutet, dass ich unter den Beweisen für die Schmick'sche Anschauung auf den Salzgehalt des Bodens in einigen Theilen der caspischen Depression kein Gewicht lege. Ueberdies kommt speciell in den zu besprechenden Landstrichen Persiens ein mit Salztheilen imprägnirter Quartärboden nicht vor.

Immerhin aber kann eine grössere Ausdehnung des caspischen Sees zur Diluvialzeit zugestanden werden, und dann liegt es nahe, anzunehmen, dass der Wasserspiegel desselben damals bis an den Rand des nordpersischen Gebirges reichte, dass also die heutigen Tiefebenen von Ghilan und Masenderan in jener Zeit von Wasser bedeckt waren.

Einen Beweis für diese Annahme kann man vielleicht beispielsweise in den Verhältnissen der Gegend von Aschref erblicken, wo man alte, gleichsam fluthgepeitschte Steilufer in ziemlicher Entfernung vom heutigen Strande sieht. Diese Steilufer werden von dem dortigen Kreidekalke gebildet.

Etwa $1^1/_2$ Stunden östlich von Pul i Nika führt der Weg von Sari nach Aschref in die unmittelbare Nähe der niedrigen Kalkberge, die dort den äussersten Nordabfall des Alburs bilden. Der nördliche, seewärts gekehrte Rand dieser Berge wird durch plumpe, steile Felsen bezeichnet, obschon diese Berge mehr nach dem Gebirge zu weiter keine steile Felsbildung aufweisen.

Aus dem Kalk, wie ich im Vorbeigehen bemerken will, entspringt hier gleich bei der Strasse eine ziemlich starke Quelle, die sich merkwürdiger Weise durch einen kleinen Salzgehalt auszeichnet, von dem man schwer begreift, wie er in den Kalk hineingekommen sein mag. Dem Geschmacke nach scheint Kochsalz der vorwiegende Bestandtheil dieses Salzgehalts zu sein.

Anfänglich dachte ich an eine Analogie dieses Vorkommens mit den Salzquellen in der Kreideformation Westphalens, von denen Huyssen (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 7. Bd., pag. 598) annahm, dass der betreffende Salzgehalt von dem Meer, welches einst jene Gegenden bespülte, in den Spalten des Kalkes zurückgelassen wurde. Die Analogie der verglichenen Thatsachen mag auch

vorhanden sein. Nur will ich nicht leugnen, dass jene Erklärung mich nicht mehr befriedigt. Auch eine Bildung des Salzes aus dem Gestein selbst, in welchem die Quelle entspringt, wie ich das z. B. für die Salzquellen in den persischen Trachytgebieten angenommen habe, scheint hier, wo es sich um einen gewöhnlichen Kalkstein handelt, ausgeschlossen. Vielleicht könnte man annehmen, dass die Wasserader, welche hier als Quelle zu Tage tritt, ihren Ursprung in einem andern Gestein genommen habe und durch die Spalten des Kalkgebiets hierher geleitet wurde. Ich lasse diese Frage offen.

Von der genannten Quelle an bis zum Dorfe Gelimaleh befinden sich die Kreidekalke überall südlich der Strasse, je nach der Krümmung der letzteren bald näher, bald entfernter von derselben. Die betreffenden, von den Kalken zusammengesetzten Hügel sind überall von kurzen, nach Norden mündenden Thälern durchfurcht und auf ihrem Rücken, sowie in den Thalvertiefungen völlig bewaldet. Der nach der Masenderaner Ebene und somit nach dem caspischen Meer gerichtete Nordrand dieser Hügelkette aber stellt eine wie mit dem Messer geschnittene Fläche nackten Gesteines mit steilem Abfall vor. Die zwischen den erwähnten Thalfurchen befindlichen grösseren und kleineren Bergrippen setzen also mit steilen, unbewaldeten Felswänden schroff gegen die vorliegende Ebene ab, die ihrerseits langsam gegen das an den Küsten äusserst seichte Meer fällt. Der Umstand, dass jene Kalke nur an ihrem Nordrande Felswände bilden, beweist, dass die Bildung dieser Wände hier nicht den dem Kalk innewohnenden, mit der Verwitterungs- oder Zerklüftungsdisposition zusammenhängenden Eigenschaften zugeschrieben werden darf, sondern in einer Kraft gesucht werden muss, die von aussen wirkte. Man kann hierbei wohl nur an die Brandung des Meeres bei einst höherem Wasserstande denken. Wer Steilküsten etwa in der Art wie diejenigen der Normandie (Falaises) gesehen hat, wird sich davon leicht eine Vorstellung machen können.

Demzufolge sollte man in dem flachen Masenderaner Küstenstrich auch marines Diluvium erwarten dürfen. Bei der dichten Urwaldbedeckung dieses Landes ist die Auffindung derartiger Ablagerungen aber in jedem Falle sehr erschwert. Es mag auch sein, dass auch nach der Trockenlegung des Meeresbodens derselbe durch spätere fluviatile und sonstige Absätze vielfach maskirt wurde. Mir ist wenigstens nur ein einziges Anzeichen von der Existenz mariner Bildungen jener Art bekannt geworden.

Wegen heftigen Regens war ich im Herbst 1874 genöthigt, während einiger Tage in Sari zu rasten und hatte mein Lager in dem dortigen, aus früherer Zeit stammenden königlichen Garten aufgeschlagen. Die Mauern dieses Gartens schienen vor nicht allzu langer Zeit renovirt zu sein und waren nach persischer Sitte an ihrer Aussenseite mit Lehm überworfen worden. Von diesem Lehm darf man wohl voraussetzen, dass er aus den der Stadt benachbarten Lehmgruben, bei welchen einige Ziegeleien in Betrieb sind und nicht aus der Gegend der fünf Farsakh von hier entfernten Küste stammte. In diesem Lehm der Mauern nun, der, wie das in Persien bei Anwendung von Lehm zu Bauzwecken üblich ist, mit Stroh durchmengt war, fand ich allent-

halben Gehäuse und Deckel einer *Cyclostoma*, wie sie noch heute an den Küsten des caspischen Meeres von der Brandung ausgeworfen wird. Die Gehäuse waren theils gebleicht, theils noch mit röthlichen Farbenspuren versehen. Einige andere Muschelfragmente schienen kleinen Austern oder dergleichen anzugehören.

Stammte der fragliche Lehm mit diesen organischen Einschlüssen wirklich aus den Lehmgruben bei Sari, dann ist daselbst wohl marines Diluvium aufgeschlossen. Noch wäre aber die Möglichkeit denkbar, dass dem Lehm Sand beigemengt wurde, welcher von der Küste hergebracht war. Mit dieser Annahme wäre aber das Fehlen der zahlreichen Cardien, welche in bunter Menge den heutigen Strand des caspischen Meeres bedecken, und welche dann vertreten sein müssten, ganz unvereinbar. Auffällig bleibt dieses Fehlen übrigens in jedem Fall.

Da meine Caravane bereits marschfertig war, als ich auf die genannten Conchylien in dem Lehm der Mauern aufmerksam wurde, so hatte ich nicht mehr Zeit und Gelegenheit, die Lehmgruben bei Sari zu besuchen und kann deshalb ein sicheres Urtheil in der Sache nicht abgeben. Ich empfehle jedoch die Untersuchung des vorstehend beschriebenen Falles der besonderen Aufmerksamkeit späterer Reisender, welche sich mit der Frage, ob marines Diluvium in den persisch-caspischen Küstenstrichen vorkommt, beschäftigen wollen.

In jedem Falle scheint ein grosser Theil des oberflächlich sichtbaren Masenderaner und Ghilaner Diluviums nicht marinen Ursprungs zu sein, sondern sich nach dem Rückzug des Meeres aus fluviatilen und atmosphärischen Niederschlägen gebildet zu haben.

So liegt die Stadt Asterabad auf einem Terrain von fettem Löss, welches mit flacher, aber deutlich bemerkbarer Neigung nach Norden abfällt. Wo Bäche dieses Terrain durchschneiden, bemerkt man Schottermassen an der Basis des Löss. Letzterer ist namentlich in der Nähe des mit einer Art Schanze bedeckten Hügels Halat-Puschan im Westen der Stadt schön zu beobachten.

Die Bäche westlich von Asterabad, die man auf dem Wege nach Nokande passirt, bringen sämmtlich noch felsige Geschiebe mit. Dieses Material steht also mit dem lehmigen Terrain ihrer Umgebung nicht in genetischer Beziehung. Der Nikafluss, den man westlich von Aschref auf einer neuen gemauerten Brücke passirt, schneidet sich mit steilen Wänden in ein Gebiet von fettem Löss ein. Dicht über dem Wasserspiegel sah ich aber an beiden Ufern eine mächtige Schotterbank hervortreten. Der Fluss selbst führt an dieser Stelle noch steinige Geschiebe. Etwas vor diesem Punkte wird die Oberfläche von einem feinen Kies bedeckt. Es fehlt jedoch in der Nähe der Strasse an Aufschlüssen, um das Verhältniss dieses feinen Schottermaterials zum Löss zu ermitteln.

Auch einige Bäche, die man westlich von Pul i Nika in der Gegend des Dorfes Surek passirt, schliessen einen lössartigen Lehm in senkrechten Wänden auf. An einem dieser Bäche, dessen Namen ich nicht erfahren konnte, beobachtete ich über diesem solcher Gestalt aufgeschlossenen Löss eine wenig mächtige Partie groben Schotters, über welchem dann noch einmal eine höchstens zwei Fuss mächtige Schicht feinen, lössartigen Materials lag. Noch weiter westlich führt

der Weg nach Sari dann eine Zeit lang mehr in der Nähe der nördlichen Vorhügel des Alburs vorüber, wo man dann bald über Lehm, bald über Kiesbildungen reitet. Der Kies wird bisweilen gröber, bisweilen aber geht er in eine aus fein zerkleinerten Elementen bestehende Masse über, die man eher als groben Sand bezeichnen dürfte. Diese letzteren Bildungen liegen entschieden ausserhalb des Niveaus der heutigen Flussläufe.

Den Fluss Tedschen passirt man östlich von der Stadt Sari auf einer gemauerten Brücke von 17 Bogenöffnungen. In seinem breiten Bett führt er hier noch massenhaften Flussschotter. An seiner Mündung ins caspische Meer bringt er indessen nur Schlamm mit sich. Nur bei Hochwasser mögen einige Gerölle den Weg bis ins Meer finden, wie man vielleicht aus den seltenen derartigen Findlingen schliessen darf, welche die Brandung an der dortigen Küste ausstreut.

Auf dem Wege von Sari nach Aliabad, wo man die Dörfer Surkhikala [1]), Arĕki, Akselkadi, Partschikolo passirt, beobachtet man ausschliesslich ein lehmiges Terrain, welches von einigen Bächen durchzogen wird.

Die Gegend zwischen Aliabad und der aus einem Complex von Dörfern und Ansiedlungen bestehenden Landschaft Schirgah am Talarflusse wird von Löss eingenommen. Einzelne niedrige Hügel sind wahrscheinlich tertiär, wie ich denn in der That bei Bessel einen dieser Hügel aus sarmatischen Schichten zusammengesetzt fand (vergleiche Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges 1877, pag. [18] [2]).

In den äussersten nördlichen Vorhügeln des Alburs zwischen Sari und Pul i Nika hatte ich ferner gewisse rothe Sandsteine mit Gypseinschlüssen beobachtet, in denen vielfach, wenn auch zumeist schwer bestimmbare kleine Versteinerungen eingeschlossen erscheinen. Herr Fuchs glaubt indessen mit einiger Wahrscheinlichkeit die Anwesenheit von *Cardium obsoletum* und *Ervilia podolica* unter jenen Petrefacten zu erkennen, und hält demgemäss ein sarmatisches Alter dieser Sandsteine ebenfalls für wahrscheinlich. Es wird eine interessante Aufgabe späterer Untersuchungen sein, das Verhältniss jener beiden petrographisch sehr verschiedenen und einander zeitlich, wie es scheint, nahestehenden Ablagerungen ins Klare zu setzen.

Etwas oberhalb Bessel liegt das zu Schirgah gehörige Dorf Mallepeh. Zwischen diesen beiden Orten passirt man einen Fluss, der etwas unterhalb auf der rechten Seite des Talar einmündet. Da die Ufer des Flusses von geradezu undurchdringlichem Urwald bedeckt sind, so machte ich eine Excursion im Bette des Flusses selbst und fand, dass der letztere sich hier durch ein wenig mächtiges Lössterrain durch-

[1]) Bei Surkhikala (deutsch: Rothenburg) treten einige niedrige Hügel in der Ebene vor, in welchen man vielleicht Tertiärgebilde vermuthen darf. Ich mache hier im Vorbeigehen darauf aufmerksam.

[2]) Herr Theodor Fuchs, dem ich das mitgebrachte Material zur Untersuchung vorlegte, bestimmte folgende Arten von Versteinerungen: *Tapes gregaria Partsch, Mactra podolica Eichw., Cardium obsoletum Eichw., Buccinum duplicatum Sow., Cerithium rubiginosum Eichw.? Bulla Lajon Kaireana Bast., Trochus sp.* (*Suessi Barb?*) *Planorbis sp.*

schneidet, in seinem Bette jedoch vielfach breite Barren von Geschieben aufwirft, oberhalb deren sich dann sehr tiefe Stellen befinden.

Der Talarfluss selbst ist in dieser Gegend, wo er das Gebirge verlässt, ziemlich breit. Er führt massenhaft Schotter und reisst sich in nicht unbedeutende Lössabsätze ein, welche dann in senkrechten Wänden etwa 30 Fuss über dem Flussniveau aufragen.

Auch der Heras wälzt seine Fluthen bei Amol noch über die von ihm dort abgelagerten Sehottermassen hin, und doch liegt Amol schon etwas entfernt vom Gebirge. Lössartige Bildungen sind an seinen Ufern in senkrechten, aber ziemlich niedrigen Wänden aufgeschlossen. Der Löss scheint eben hier keine grosse Mächtigkeit zu besitzen.

Aehnliche Verhältnisse herrschen am untern Lauf des Tschalus und des Sefid rud. Die lehmigen Hügel, welche dort auftreten, wo der Tschalus den Nordrand des Albursgebirges verlässt, erinnern in dem sie zusammensetzenden Material an gewisse Ablagerungen, welche man in Galizien unter der Bezeichnung Berglehm eine Zeit lang mit inbegriffen hat.

Vom Sefid rud heisst es bei Chodzko (Le Ghilan et les marais caspiens, description hist. et géogr. Paris 1850, pag. 59), dass er von Sefid Ketele bis zu seiner Mündung über einem Grund beweglicher Sande fliesse, welche dem Brückenbau Schwierigkeiten entgegensetzen.

Aus den angeführten Beobachtungen geht die Anwesenheit von Löss in dem schmalen Landgebiet zwischen dem Alburs und dem caspischen Meere mit Sicherheit hervor. Gleichzeitig aber darf betont werden, dass allem Anschein nach die Mächtigkeit dieser Masenderaner Lössabsätze im Vergleich zur Mächtigkeit anderer Lössbildungen eine nicht sehr bedeutende, oft sogar sehr geringfügige ist. Das ist auch erklärlich, wenn man die Jugendlichkeit des in Rede stehenden Landstrichs ins Auge fasst, der wohl zu den vom Meere erst seit jüngster Zeit verlassenen Gebieten gehört. Auch gehören wenigstens die gegenwärtigen klimatischen Verhältnisse dieses Küstenlandes nicht zu den für Lössbildung geeigneten, und es muss weiteren Untersuchungen überlassen bleiben, hier die Anwesenheit dieser lössartigen Absätze überhaupt zu erklären. Nur bei Asterabad, wo die Waldregion durch einen kurzen Uebergang durch eine relativ schmale Zone strauchbewachsenen Terrains mit der Turkmenensteppe verbunden wird, erscheint die Anwesenheit des Löss minder sonderbar.

Andererseits beweisen die angeführten Verhältnisse, dass das Material, welches die erwähnten Flüsse thatsächlich absetzen, unmöglich in einen genetischen Zusammenhang mit den Lössbildungen ihrer Umgebung gebracht werden kann. Ich habe das bereits in einer in den Verhandlungen der geologischen Reichs-Anstalt (1877, pag. 266) publicirten Mittheilung angedeutet und ähnliche Verhältnisse aus Flussgebieten der Bukowina, Galiziens, Mährens und Nieder-Oesterreichs zum Vergleich heranzogen. Wie wäre es erklärlich, dass in derselben Entfernung vom Gebirge ein Fluss zur Diluvialzeit nur feingeschlemmtes Material abgesetzt habe, der heute daselbst nur Schotter führt.

Der Umstand, dass ganz local wie an der von mir erwähnten Stelle westlich von Pul i Nika Schotterlagen im Löss vorkommen, kann nicht als Beweis für den fluviatilen Charakter des letzteren gedeutet

werden. Richthofen, der im chinesischen Löss, wie es scheint, vielfach ähnlichen Erscheinungen begegnete (Verhandl. der geolog. Reichs-Anst. 1878, pag. 293) hat in denselben ebenfalls kein Argument gegen den subaërischen Ursprung des Löss erblickt, während freilich Herr Jentzsch aus ähnlichen Vorkommnissen bei Heiligenstadt in der Nähe von Wien das Gegentheil deducirte. Richthofen stellte diesbezüglich weitere Erörterungen in Aussicht.

Mir erscheint eine solche Schotterlage im Löss genetisch einfach als das, was sie petrographisch ist, als ein völlig fremdartiger Einschluss. Das Verhältniss dieser Schotterlagen zu dem feinen Lössmaterial ist durchaus ein anderes, als das der Brocken von Gebirgs- oder Gehängeschutt, welche in den Lössdepressionen der persischen Steppe in einer gewissen Entfernung vom Gebirge noch dem gegen die Mitte der Depressionen zu sich entwickelnden echten Löss beigemischt sind. Die Grenze des Schotters gegen den Löss ist in unserem Fall im Gegentheil eine völlig scharfe. Die Frage aber, wie solche fremdartige Einschlüsse in eine Lössablagerung hineingerathen sind, mag wenigstens vom theoretischen Standpunkte aus nicht so schwer zu beantworten sein.

Ich sehe in jenen Schotterlagen die Spuren zeitweiliger alter Wasserläufe, welche über einem Lössboden sich ausbreiteten und dort ihren Schotter zurückliessen. Die Bildung des Löss war zu der Zeit, als ein derartiger Wasserlauf seinen Weg in der bezeichneten Weise nahm, natürlich nur bis etwa zur heutigen Basis der betreffenden Schotterlagen oder nur wenig höher fortgeschritten, und die Lössabsätze, welche noch über den Schotterlagen sich einstellen, haben sich gebildet, als der betreffende Bach sein Bett wieder verlassen hatte. Dass aber Bäche oder Flüsse, wenn sie einmal das einengende Gebirge verlassen haben, einen gewissen Spielraum der Bewegung geniessen und die Tendenz zeigen, namentlich in weicherem Material, wenn sie solches durchschneiden, ihre Betten öfters zu verlegen, ist eine wohlbekannte Thatsache.

Dies vorausgesetzt, wird man sich jene Schotterbänke nicht als weithin in bestimmten, stets gleichen Niveaus den Löss theilende Schichten vorstellen dürfen, sondern als unregelmässig bandartige Gebilde von beträchtlicher, der jeweiligen alten Bachrichtung entsprechender Längen- und von relativ geringer der Bachbreite entsprechender Breitendimension. Werden deshalb später die Lössgebilde sammt ihren fremdartigen Einlagerungen, wie in unserem Falle, von einem Fluss aufgeschlossen, der gleich jenem alten Bach vom Gebirge in ähnlicher Richtung herkommt, vielleicht sogar mit jenem identisch ist und nach mannigfachen Irrungen wieder stellenweise an den Ort seiner früheren Wirksamkeit gelangt ist, dann wird der Durchschnitt der Lössabsätze ein solcher sein, dass jene alte Schotterablagerung auf eine gewisse längere Erstreckung hin als Bank oder fortlaufende Schichte erscheint. Im andern Falle, wenn ein Durchschnitt durch jene Lössbildungen senkrecht auf die allgemeine Richtung der Wasserläufe (das heisst: oft so viel als parallel der Richtung des höheren Gebirges) beispielsweise von Menschenhand gemacht wird, dann wird der Umriss der Schotterbildung im Löss der einer nesterartigen Einlagerung sein und

diesen letzteren Fall zeigen auf das deutlichste gerade die von Jentzsch herbeigezogenen Schotternester im Löss von Heiligenstadt, wie ich im Vorbeigehen zu erwähnen nicht unterlassen will.

Nachdem wir einige Andeutungen über die Beschaffenheit des schmalen Tieflandes an der Südküste des caspischen Meeres gegeben haben, wollen wir noch mit einigen Worten der geologischen Beobachtungen gedenken, welche sich an dieser Küste selbst anstellen lassen.

Der dem Meere zunächst benachbarte Strich jenes Tieflandes stellt freilich ein dergestalt von Sümpfen und Wäldern bedecktes Gebiet, vielleicht eine Art Marschland vor, dass der Geologe daselbst meist so viel wie nichts zu sehen bekommt, erst in der unmittelbarsten Nähe des Meeres kann die Untersuchung wieder beginnen, eine Untersuchung, von der man sich allerdings besonders interessante Ergebnisse nicht versprechen darf. Insofern jedoch die Vorgänge an Küsten einiges Licht auf mancherlei Ablagerungen früherer Perioden werfen können, braucht man die Mittheilung sogar mancher unbedeutend scheinender Einzelheiten nicht gerade zu unterdrücken.

Mit einem wahren Gefühl der Freiheit begrüsst man nach mehrtägigem Aufenthalt in der schwülen drückenden Luft des Urwaldes die Brandung und sieht sich plötzlich der weiten Fläche des Meeres gegenüber. Freilich macht dieses Meer hier im Gegensatze zu den Meeren bewohnterer Gestade einen vereinsamten Eindruck. Nur zahlreiche Vögel beleben den flachen Strand und ihre Fussspuren beobachtet man vielfach neben feinen, von Wellenschlägen herrührenden Curven im nassen Sande.

Ueberall sind Muscheln, namentlich Cardien verschiedener Varietäten ausgeworfen, zumeist mit der convexen Seite der auseinander gefallenen Klappen nach oben gekehrt. Dieser Umstand fiel mir so auf, dass ich später an anderen muschelreichen Küsten, z. B. am Lido von Venedig mich speciell nach Analogien umsah, indessen, wie ich bekenne, nicht mit Erfolg. Ich will deshalb aus jener Thatsache noch keinen Schluss ableiten, möchte aber ihre weitere Verfolgung nicht für absolut unnütz halten, denn würde man eine grosse Zahl analoger Beobachtungen sammeln und eine bestimmte Lage der Schalen verschiedener Muschelformen als vorwaltend bei ihrer ersten Ablagerung feststellen können, dann hätte man bei muschelführenden älteren Schichten im Falle sehr gestörter und undeutlicher Lagerung ein Hilfsmittel oder doch eine Andeutung mehr, um zu erkennen, ob eine Schicht sich in überstürzter Lagerung befindet oder nicht [1]).

Mitunter trifft man neben den Muscheln auch Fische, namentlich kleine Brut, Krebsscheeren und farbig schillernde, gleich zerfliessende Quallen.

---

[1]) Um auf einen einigermassen analogen Fall hinzuweisen, erinnere ich daran, wie nützlich es wäre, wenn sich unsere Vermuthung, dass gewisse der so merkwürdigen, Hieroglyphen genannten Protuberanzen der Karpathensandsteine vornehmlich auf den Unterseiten der betreffenden Gesteinsbänke vorkommen, allgemein bestätigen lassen könnte. Einige wenige sichere Beobachtungen reichen da gegenüber zahlreichen zweifelhaften Fällen wohl nicht aus. Es müsste Jemand die besondere Geduld haben, solche Dinge speciell zu studiren, auf die Gefahr hin, zu keinem positiven Resultat zu kommen.

Sehr bemerkenswerth ist aber die Menge von Holz, die von den Wellen am Strande abgelagert wird. „An der Küste des Caspiseesn, sagt Grewingk (die geogn. Verh. d. nördl. Persien, Petersb. 1853, pag. 110), „findet man zahllose grosse Baumstämme, zur Hälfte im Schlamme und Sande steckend, welche von den jährlich anschwellenden Gebirgsströmen herabgeführt werden. Nach der Anzahl von Bäumen, die Bell im Frühling 1839 von einem Strome herabgeführt werden sah, muss die Quantität des in den Caspisee geführten Holzes ausserordentlich sein. Der verschiedene, nicht durch Ebbe und Fluth hervorgerufene Wasserstand des Sees wird durch Uferstufen deutlich bezeichnet. Im Frühling färbt der von den Flüssen herabgeführte Schlamm das Wasser des Sees 5—6 englische Meilen weit hinein".

Stämme, die längere Zeit auf dem Meere flottirt haben, kommen natürlich ohne Rinde an, doch finden sich auch nicht selten Bäume oder Aeste mit noch wohl conservirter Rinde vor. Stellenweise, namentlich rechts von der Mündung des von Sari kommenden Flusses Tedschen, fand ich den Sand der Küste ganz kohlschwarz, was von feinem verfaultem Holzstaube herrührte. Es scheint also durch das Flottiren des Holzes auf dem Meere eine Zerkleinerung der Holztheilchen bewirkt zu werden, welche dann mit dem Sande zusammen sich absetzen.

Das Meer setzt an der Masenderaner Küste übrigens nicht blos Sand und Schlamm ab, es bilden sich aus diesen Absätzen auch bereits wirkliche Gesteine.

Am Strande bei Wateke unweit Ferahabad, 5 Farsach nördlich von Sari, trifft man nicht selten auf Stücke eines grünlichen Sandsteins, der genau aus demselben Sand gebildet erscheint, wie man ihn dort überall an der Küste sieht. Nicht allein fand ich einigemale in diesem Sandsteine Schalen derselben Muscheln, die überall am Strande umherliegen, und zwar Schalen mit wohlerhaltenen Farben und zum Theil mit noch beisammen befindlichen Klappen; ich sah hier und da auch Holzfragmente in demselben, und einmal sogar war die Hälfte einer zerbrochenen günen Wein- oder Bierflasche in einem grösseren Stück dieses Sandsteins eingeschlossen, also ein Leitfossil aus allerneuester Zeit, namentlich für das caspische Meer, wo der Verkehr von Reisenden, die sich des Inhalts ähnlicher Flaschen zu bedienen pflegen, doch nur sehr jungen Datums ist. Wir haben also in dem fraglichen Sandstein eine Bildung jüngsten Alters vor uns, welche gegenwärtig in der Nähe der Küste unter Wasser abgesetzt zu werden scheint.

Die ausgeworfenen Sandsteinstücke sind meist nicht gross, haben selten durch längere Abrollung die Form flacher Geschiebe erlangt, sondern sind häufig von eckiger Gestalt, erinnern sogar manchmal, wenn dieser Vergleich erlaubt ist, an die Form von Schlacken, zeigen dann eine unregelmäsige, rundhöckerige Oberfläche und sind mitunter stellenweise durchlöchert, was Folge späterer Zerstörung der minder soliden, zwischen den fester verkitteten Partien befindlich gewesenen Theile dieses Sandsteins ist.

Derselbe ist ziemlich weit an der Küste verbreitet. Ich verfolgte ihn bis 2 Farsach westlich von der Mündung des Tedschen und fand bei einer anderen Gelegenheit Stücke davon auch noch westlich der Mündung des Heras, an der Mündung des aus den Sümpfen westlich

Amol zusammenfliessenden Tufengo-Flusses am Fusse der Düne beim Dorfe Ruposcht. Oestlich vom Tedschen verfolgte ich die Spuren dieses Sandsteins bis zur Mündung des Flusses Tschinem, der angeblich aus der Gegend von Nika kommt.

Am Strande bei Wateke (Ferahabad) findet man ausser den besprochenen Sandsteinbrocken auch ab und zu, wenngleich viel seltener, Klümpchen oder Stückchen eines fetten, braungelben Thons, den ich theilweise noch ganz feucht und plastisch aufhob, während andere Klümpchen schon trocken waren. Letztere waren aber natürlich auch im durchfeuchteten Zustande ausgeworfen und am Strande gerollt worden, da sie rings mit angeklebten Sandkörnern bekleidet waren. Einigemal enthielt dieser Thon auch kleine Muschelfragmente. Er gehört offenbar ebenfalls einer recenten Ablagerung in der Nähe der Küste an, von welcher die aufwühlende Brandung oder Sturmwogen mitunter einzelne Theile losrisssen und hier am Ufer zerstreuten.

In den Karpathen trifft man oft, theils zur Eocän-, theils zur miocänen Salzformation gehörige Sandsteine, denen als fremdartige Einschlüsse kleine Thonklümpchen beigemengt sind, welche letztere durchaus nicht den Eindruck von Gesteinsfragmenten älterer Formationen machen. Nicht minder kommen im Wiener Sandstein bei Hütteldorf stellenweise grössere, rundliche Klumpen eines thonigen Gesteins vor, welches an andern Orten derselben Gegend in sonst ähnlicher petrographischer Beschaffenheit ganze Schichtlagen in demselben Sandstein bildet und sich durch diese Wechsellagerung als gleichzeitiges Gebilde mit dem letzteren erweist. Schon Th. Fuchs (Jahrb. d. geol. Reichs-Anst., 1872, pag. 325) hat auf Einschlüsse von Thonstückchen in Sandsteinen die Aufmerksamkeit gelenkt und brachte diese Erscheinung in Zusammenhang mit den von ihm geschilderten, einfach durch die Schwere bewirkten Bewegungen loser Terrainmassen. Ich bin nun durchaus geneigt, zu glauben, dass diese thonigen Einschlüsse in den Sandsteinen des Flysch auf ähnliche Weise als gleichzeitige Bildungen in den Sandstein, als er noch Sand war, eingewickelt wurden, wie heut die beschriebenen Thonklümpchen an der Masenderaner Küste in den dortigen Sand eingehüllt werden.

Bilden sich nun, wie wir gesehen haben, an einigen Stellen der nordpersischen Küste Sandsteine und Thone, was in Gegenden geschieht, wo die Flüsse in Folge der beträchtlichen Entfernungen vom Gebirge nur zerkleinertes Material führen, so bilden sich an anderen Stellen Conglomerate, nämlich dort wo die Berge näher der Küste sind, die Flüsse kürzeren Lauf haben und allerhand Gerölle in's Meer führen, die dann von der Brandung theilweise wieder ausgeworfen, den Strand als flache Geschiebe bedecken. Dergleichen Conglomerate beobachtete ich zwischen den Mündungen des Heras und des Tschalus, wo die Brandung bisweilen ziemlich grosse Stücke davon an's Land wirft. Die Dimensionen der letzteren übertreffen jedenfalls bedeutend die der grössten unter den Einzelgeschieben.

In den geschilderten Verhältnissen liegt ein neuer Beweis dafür vor, dass von demselben Meere, an derselben Küste und räumlich nicht weit von einander entfernt, sich ganz verschiedenartige Bildungen gleichzeitig absetzen können.

An vielen Stellen der Masenderaner Küste sah ich Dünenbildung. Bald bemerkt man die Dünen als einfachen, bald als doppelten Wall von oft ziemlicher Breite und von einer zwischen 20 bis höchstens 30 Fuss variirenden Höhe. Aeltere Dünen sind häufig bereits ganz, oder theilweise bewachsen. Die Existenz alter Dünenwälle hinter jüngeren, unmittelbar an der Küste befindlichen Dünen darf wohl auch als Wahrzeichen des Zurücktretens der Gewässer gedeutet werden, wenn man auch hie und da Stellen sieht, wo umgekehrt die Düne von der Gewalt der Wogen wieder zerstört wurde.

Im Winter pflegt das caspische Meer an seiner Südküste, das ist also an dem persischen Ufer, zu steigen. Die relative Vermehrung der Wassermenge dieses Binnen-Sees in Folge geringerer Verdunstung an seiner Oberfläche trägt zu diesem Steigen wahrscheinlich nur äusserst wenig bei. Hauptsächlich scheint die Ursache hierfür in den zu dieser Zeit über das Meer wehenden Nordwinden gesucht werden zu müssen, da man zu gleicher Zeit, wie mir Seeleute mittheilten, ein Fallen des Wassers an der Nordküste des Meeres bemerke. Jedenfalls werden nun bei solchem Vordringen des Meeres manche der älteren Dünen angegriffen, wobei deren innerer Bau als ein geschichteter blosgelegt wird, wie ich schon bei einer früheren Gelegenheit (Verh. d. geol. Reichsanst. 1877, p. 265), als es sich um Widerlegung der Einwürfe gegen die neueren Ansichten über Lössentstehung handelte, hervorgehoben habe. Ich verwies damals auch auf die Untersuchungen Forchhammer's (Geognostische Studien am Meeresufer, Neues Jahrb. von Leonhard und Bronn, 1841), denen zufolge alle Dünen, die derselbe an den Küsten von Jütland beobachtete, geschichtet sind, wie nicht minder auf meine eigenen Beobachtungen der Dünen in der Salzwüste östlich von Veramin.

Auf den Dünen liegen oft gebleichte Gehäuse von Landschnecken in ziemlicher Menge umher. Die betreffenden Arten leben auf den Sträuchern und Gräsern der Dünen selbst.

Stellenweise intermittirt das Auftreten der Dünenbildung. So fehlen dergleichen z. B. in der allernächsten Nähe des vorhin genannten Dorfes Wateke, obwohl dort der Strand auf eine Breite von ungefähr 300 Schritten von losem Sand eingenommen wird. Der Raum hinter diesem Strande wird links (westlich) der Mündung des Tedschen von zwei schwach salzigen, übrigens mit dem Meer nicht mehr communicirenden Lagunen eingenommen. Hinter dem zweiten, westlicheren dieser schmalen Wassertümpel beginnt dann in einer Entfernung von etwa $^1/_3$ geogr. Meile vom Tedschen eine alte bewachsene Düne sich zu erheben, welche dann noch weiter westlich in grosser Breite mehr an's Meer herantritt. Das Terrain hinter dieser Düne ist dann stellenweise sehr sumpfig.

Das Auftreten von Lagunen oder, um es anders zu bezeichnen, von Lachen sehr schwach salzigen Wassers ist überhaupt an der persisch-caspischen Küste ziemlich häufig. Genauere Untersuchungen werden lehren müssen, ob ein Theil dieser der Form nach langgestreckten Wasserbecken nicht auf abgeschnürte Stücke von ehemaligen Flussläufen zurückgeführt werden kann. Der kleine Salzgehalt würde dem nicht widersprechen. Die Flüsse dieser Gegend fliessen in ihrem Unterlauf

oft so träge dahin, dass sehr wohl gegen die unmittelbare Nachbarschaft des Meeres zu eine Mischung ihres süssen Wassers mit salzigem erklärlich ist.

Zur Ergänzung dieser Betrachtung muss hinzugefügt werden, dass die Masenderaner Flüsse oft an ihrer Mündung derart verlaufen, dass die letzte Strecke ihres Laufes der Küste nahezu parallel geht und nur durch einen schmalen Landstreifen vom Meere getrennt wird. Solche Flussstrecken könnten unter Umständen schon zur Abschnürung geeignet sein, und es mag nicht völlig ohne geologisches Interesse sein, auf die diesbezüglichen Verhältnisse oder Vorgänge an Küsten hinzuweisen.

Zum ersten Male wurde ich auf eine derartige Flussmündung aufmerksam, als ich von Amol aus eine Excursion nach der Küste bei dem Dorfe Ruposcht machte, woselbst ein kleiner Fluss, Namens Tufengho, mündet[1]). Da derselbe vorher seinen Lauf nördlich fast senkrecht gegen die Küstenlinie gehabt hatte, musste es auffallen, dass er kurz vor seiner Mündung plötzlich eine östliche Richtung annahm und mit dem westlich von der Mündungsstelle gelegenen Strande einen sehr spitzen Winkel bildete. Ein Verhältniss, wie das hier geschilderte, pflegt, wie ich gleich bemerken will, auf die Dünenbildung störend einzuwirken.

Als ich dann von Amol weiter nach Westen zog und bis zur Mündung des Tschalus mich vielfach längs der Küste hielt, da der schmale, sandige, südlich von dem Dickicht undurchdringlicher Urwälder, nördlich von den Meeresfluthen begrenzte Strand die beste und oft die einzige Strasse vorstellt, sah ich die besprochene Erscheinung sich noch oft wiederholen. Der Alamrud, sowie der viel mächtigere Izzidehrud bilden an der Mündung Sandbänke und wenden sich in der untersten Strecke ihres Laufes plötzlich derart, dass sie einen spitzen Winkel mit der Küste bilden. Die Dünen hier erschienen breit, alt und bewachsen. Brombeersträucher, Buxus, Granatäpfelbäume und stellenweise auch Feigenbäume nehmen namentlich den landwärts gekehrten Abfall der Dünen ein. Noch eine Strecke weiter westlich waren die Dünen, westlich von einem Dorfe Namens Mahmudabad, vom Meere bespült und halb zerstört worden. Das ist eine der Stellen, wo der innere Bau der Düne blosgelegt ist. Noch weiter westlich schien ein Stillstand, sowohl der Neubildungen, wie der Zerstörungen eingetreten zu sein. Die Dünen schienen alt zu sein, aber auch vom Meere nicht weiter angegriffen zu werden.

Nachtragen will ich, dass beim Dorfe Izzideh sich eine Doppeldüne befindet, und dass die beiden Dünenzüge durch einen todten Arm des dortigen Flusses von einander getrennt sind.

---

[1]) Der Tufengho mündet westlich von Heras ungefähr 3 starke Farsach von Amol entfernt. Er kommt nicht aus dem Gebirge, sondern ist einer der nicht seltenen Flüsse kurzen Laufes jener Gegenden, welche aus den Wäldern und Sümpfen des schmalen Flachlandes zusammenfliessen, aber doch ziemlich wasserreich sind. Er entspringt, wenn man bei einem derartig gebildeten Wasserlauf von Entspringen sprechen darf, in der Nähe der Dörfer Kalkun und Sidecheh und besitzt nur einen Lauf von höchstens 2 Farsach Länge. Der Weg von Amol führt über die Dörfer Bakhtyar-Kuti, Angurkala, Kalkun, Sidecheh, Temask, Sengibas, Kalusoh, Walan, Urtoscht, Afrotacht, Iskende, Tscherafroh, Kelemas nach Ruposcht. Vielleicht können derartige topographische Details gelegentlich von Jemandem benützt werden. Bemerken will ich nur, dass man aus dieser grossen Anzahl von Dörfern innerhalb eines kleinen Raumes nicht auf eine dicht gesäte Bevölkerung schliessen darf.

Einige kleinere Bäche, die westlich von Izzideh münden, thun dies ebenfalls unter einem spitzen Winkel gegen die Küste. Dann kommt der Fluss von Saledeh, welches Dorf eine meiner Stationen auf dieser Route war. In dieser Gegend ist das Aliabad der Karten zu suchen. Auch der unterste Lauf des letztgenannten Flusses bildet mit der Küste einen ostwärts gerichteten Winkel, und hier ist deutlich die Erscheinung zu beoachten, dass in dem von den Schenkeln dieses Winkels umgrenzten Raum keine Düne existirt, welche erst westlich und östlich von dieser Strecke wieder auftritt.

Dahinter bis zur Mündung des Tschalus passirt man noch (bisweilen unter nicht geringen Schwierigkeiten) die Bäche Dezek, Meschelek, Kadschek und Kulkuruset, welche wieder das geschilderte Verhältniss zeigen. Nur ein Umstand fiel mir dabei als abweichend auf. Während nämlich bei den schräg gestellten Mündungen der betreffenden Flüsse Masenderans als Regel gelten kann, dass die Spitze des dabei gebildeten Winkels ostwärts gelegen ist, kam hier einige Male der umgekehrte Fall vor. Es war dabei der in Betracht kommende unterste Lauf des Baches ein geknickter. Zuerst wendete er sich, ähnlich den anderen beschriebenen Fällen, nach Osten, erreichte aber so das Meer nicht, sondern erst, nachdem er sich wieder unter spitzem Winkel westwärts umgekehrt hatte.

Ein etwas grösserer Fluss mündet beim Dorfe Alamkulah $2^1/_4$ Farsach westlich von Saledeh, ohne jedoch als deutliches Beispiel der erwähnten, so oft wiederkehrenden Verhältnisse dienen zu können.

Die Flüsse dieser Gegend führen vielfach Gerölle, namentlich auch eines weissen Kalks. Es macht hier die Dünenbildung gar bald dem Walde Platz, welcher in die unmittelbarste Nähe des Meeres herantritt, nur einen kleinen, kahlen, mit Rollkieseln bedeckten Uferstrich zwischen sich und den Wellen lassend. Offenbar besteht zwischen dem allmäligen Verschwinden der Dünen und der Zunahme der gröberen Rollkiesel am Strande ein innerer Zusammenhang, denn diese Zunahme ist gleichbedeutend mit der Abnahme des fein zerriebenen Sandes, welcher das Material der Dünenbildung abgibt und ihrerseits wiederum abhängig von der Zunahme des gröberen Schottermaterials der Flüsse, welche hier zwischen dem nahen Gebirge und der Küste einen nur kurzen Lauf im Flachlande besitzen.

Der Tschalus mündet in der Nähe der Dörfer Lapu und Oreng (beide an dem linken Ufer des Flusses, das grössere Dorf Oreng etwas mehr landeinwärts gelegen). Er führt hier ebenfalls vielen Schotter und bildet bei seiner schräg östlich gerichteten Mündung eine Schotterbarre gegen das Meer zu, während sich westlich von dieser Mündung eine kleine Lagune gebildet hat.

Ueber die Verhältnisse der Flussmündungen zwischen dem Tschalus und dem Golf von Enseli fehlen mir Beobachtungen. Dagegen hat Dr. Häntzsche in den westlichen Theilen des persischen Küstengebiets augenscheinlich in dieser Hinsicht den meinigen sehr ähnliche Erfahrungen gesammelt, wie ich aus seiner verdienstlichen Studie über die Landschaft Talysch ersehe (Talysch, eine geographische Skizze, Dresden 1867, als Anhang zum dritten Jahresbericht des Vereins für Erdkunde zu Dresden).

Er schildert die Gewässer dieses Landstrichs und schreibt: „Manche von ihnen, namentlich von den kleineren mit schwachem Gefälle, aber auch einige grössere Küstenflüsse sind wenigstens einen Theil des Jahres an ihrer Mündung durch Bänke von grobem, lockern, tiefen Sande (oben ausgetrocknetem Triebsande) geschlossen. Fast alle bilden mehr oder minder veränderliche, meist flache Sandbänke an ihren Seemündungen, und manche von den grösseren sind daselbst durch sie in mehrere Arme getheilt. Viele biegen sich beim Heraustreten aus den Küstendünen in Winkeln um und laufen dann gewöhnlich nach SO. zu eine Strecke vor der Mündung dem Küstenrande fast parallel. Doch tritt hier bei manchen, je nach der Jahreszeit, eine Abänderung des Laufes vor der Mündung sowohl, als auch der Richtung der letzteren selbst ein. Oft ändert auch die Mündung ihre Dimensionen, dehnt sich ausserordentlich aus oder verengt sich ganz unverhältnissmässig zu der Grösse und Breite des Flusses und führt dann mitunter zu dem schon angedeuteten, zeitweilig gänzlichen Verschlusse des Wasserlaufes durch einen sandigen, schmalen oder breiten Querdamm." In diesen letzten Bemerkungen liegt wohl auch die Andeutung der oben von mir berührten Möglichkeit einer stellenweisen Abschnürung von Flusslaufstücken zu todten Armen bei gewissen Veränderungen des Mündungspunktes. Die erwähnte stellenweise Veränderlichkeit der alleruntersten Flussläufe je nach den Jahreszeiten wäre durch weitere Beobachtungen zu verfolgen, um zu ermitteln, ob bei diesen Vorgängen sich ein Zusammenhang mit den je nach den Jahreszeiten bald mehr nordwestlichen, bald mehr nordöstlichen Windrichtungen und den dadurch bedingten Meeresbewegungen feststellen lässt.

Sehr interessant ist ferner Häntzsche's Beobachtung, dass bei manchen Flüssen sich „Sandwälle, welche bis zu 3 und 5 Meter Höhe ansteigen, auf dem linken Ufer ihrer Mündung" zeigen, dass dagegen derartige Dünenbildung weniger auf der rechten (für Talysch südöstlichen) Seite auftrete.

Auch an der östlichen Küste des nördlichen Persien kommen hierher gehörige Erscheinungen vor.

Schon Eichwald (Reise auf dem caspischen Meer, 1. Band, Stuttgart 1834, pag. 333) hatte bei Meschedi-Ser (dem in der Nähe von Balfarusch gelegenen Küstenplatz) beobachtet, dass der Fluss Bobul an seiner Mündung eine Landspitze bilde, weil er eine Strecke lang parallel mit dem Meeresufer laufe, welches hier „aus lauter hohen Flugsandbergen" bestehe. Die Küste war hier, wie dies auch sonst in diesen Gegenden der Fall ist, sehr flach und die Corvette, welche dem russischen Naturforscher zur Disposition gestellt war, ankerte, obgleich dies noch einer der günstigsten Landungsplätze dieses Gebietes ist, in einer Entfernung von 2½ Werst vom Ufer, wo eine Tiefe von nicht mehr als zehn Faden gefunden wurde.

Eine deutsche Meile östlich von dem früher erwähnten Flusse Tedschen mündet der Tschinem, der ebenfalls ein hierher gehöriges Beispiel abgiebt. Die Mündung des Tedschen selbst ist ziemlich gerade gegen das Meer gerichtet, ebenso diejenige eines kleinen, eine Viertelstunde weiter östlich in der Nähe eines alten Küstenwachtthurmes mündenden Flüsschens, welches aus den Sümpfen östlich von Sari zusammen-

läuft. Der angeblich aus der Gegend von Nika kommende Tschinem dagegen bildet bei seiner Mündung wieder einen nach Osten gerichteten, sehr spitzen Winkel mit der Küste. Ueber den noch etwas weiter östlich mündenden Gurbarun finde ich leider in meinen Notizen keine diesbezügliche Anmerkung.

Es ist wohl nicht denkbar, dass die erwähnten Verhältnisse der Verbreitung der Dünen und namentlich das so oft mit einer gewissen Regelmässigkeit sich wiederholende Umbiegen der Flussmündungen nach Osten, bezüglich (an der schon in anderer Richtung verlaufenden Küste von Talysch) nach Südosten rein auf Zufall beruhen. Ein Zusammenhang mit den herrschenden Wind- und Meeresströmungen ist da wohl sehr wahrscheinlich.

Man könnte nun vielleicht vermuthen, dass der Andrang des Meeres gegen die Küste hier von Nordwesten her stattfinde. Dies scheint indessen, abgesehen von dem Einfluss, den die hier vorherrschenden Nordwinde haben mögen, nicht der Fall zu sein. Wenigstens spricht es Eichwald (l. c. pag. 359) mit Sicherheit aus, dass die Strömung des Meeres an der Küste von Ghilan von Osten kommt und westwärts dem Ufer entlang geht. Man mag sich dabei gewissermassen an einen Ausspruch Quenstedt's (Epochen der Natur, Tübingen 1861, p. 788) erinnern: „Flüsse kehren ihre Mündungen immer der Fluth entgegen, welche sie rein fegt". Von wirklicher Fluth ist hier freilich keine Rede.

Vielleicht ist auch die Gestaltung der den Golf von Asterabad oder Gäs vom caspischen Meere scheidenden Halbinsel Mijankale als ein Analogon der besprochenen Erscheinungen aufzufassen. Auch sie hängt ähnlich wie die von den Flussmündungen gebildeten Landzungen im Westen mit dem Festlande zusammen und spielt dabei dem haffartigen Golf gegenüber die Rolle einer Nehrung. In ihrer Verlängerung liegen die Inseln von Aschuradeh (oder Aschurada), über welche uns ebenfalls Häntzsche eine lehrreiche Mittheilung, und zwar im zwölften Jahresbericht des Vereins für Erdkunde in Dresden (1875, p. 80) gegeben hat.

Bemerkenswerth erscheint, dass das Meer sowohl zwischen Aschuradeh und Mijankale, als zwischen Aschuradeh und der Turkmenenküste voll von sandigen Untiefen ist, und dass die Region dieser Untiefen sich mehr nördlich gegen das offene Meer, als südlich gegen das Innere des Golfes zu ausbreitet. Oestlich von der grösseren bewohnten Insel, einer russischen Marinestation, liegt Aschuradeh i kutschik (Klein-Aschuradeh), welches nach der Angabe Häntzsche's eine sehr kleine rundliche, wenig über dem Wasser erhabene, mit etwas Rohr und Gras bewachsene Sandbank ist. Diese Insel ist zur Zeit im Wachsen begriffen, denn bei seinem ersten Besuch auf Aschuradeh erinnert sich Häntzsche kaum etwas von ihr bemerkt zu haben.

Ob ein derartiges Anwachsen der Landerhebungen, welche zwischen dem Meere und dem Golf von Asterabad sich bilden, mit der allgemeinen Zunahme des Landes und der Abnahme des Meeres in Verbindung steht, oder ob es ganz localen Einflüssen zu danken ist, bleibt noch unentschieden. Jedenfalls könnte durch derartige Vorgänge, namentlich wenn der Süsswasserzufluss in dem Golf sich einst zum Beispiel in Folge geänderter klimatischer Verhältnisse mindern sollte,

eine allmälige Abschnürung des Golfes zu einem geschlossenen Becken bewirkt werden. Jener Süsswasserzufluss ist ohnehin schon heute relativ nicht übermässig, denn zufällig münden da gerade keine bedeutenderen Flüsse.

Ein echtes Haff grösseren Styls ist aber jedenfalls das nur sehr schwach salzige, seichte Murdab (todtes Wasser) zwischen Enseli und Piribazar bei Rescht. Seine Tiefe wird auf nur vier bis acht Klafter angegeben und ist demnach durchschnittlich wohl geringer als die des Golfs von Asterabad. Die schmale Halbinsel (Nehrung) von Enseli scheint einer alten Barre zu entsprechen.

Es wäre zu untersuchen, ob die Gewässer des gegenwärtig ein Delta bildenden Sefidrud nicht einst ihren Lauf hauptsächlich in diesen alten Meerbusen genommen haben. Ich hörte, der für kleinere Boote schiffbare Fluss von Piribazar sei ein Arm jenes Flusses, der noch heute hierher seinen Lauf nimmt. Auch auf manchen Karten ist diese Annahme zum Ausdruck gebracht, welche allerdings viel Wahrscheinliches hat, doch finde ich dieselbe befremdlicherweise von Häntzsche nicht bestätigt oder erwähnt. Dieser Autor zählt dafür mit grosser Ausführlichkeit die anderen Flüsse auf, welche in das Murdab münden.

Nicht uninteressant ist die Angabe bei Melgunof (Das südliche Ufer des caspischen Meeres, Leipzig 1868, pag. 282), dass der Meeresgrund draussen auf der Rhede von Enseli steinig und mit Kieseln bedeckt sei.

Schon Eichwald (l. c. pag. 360) hatte diese Thatsache gekannt und bemerkt, der Ankergrund sei daselbst in Folge der vielen Kieselsteine „so lose, dass kein Anker hält“. Es ist schwer vorzustellen, wie die Schotterabsätze der in das Murdab mündenden Bäche, deren Mündung von jener Rhede durch ein mehrere Stunden breites, nahezu stehendes Wasser und obendrein durch eine nur kurz unterbrochene Landzunge getrennt sind, ihren Weg bis dahin könnten gefunden haben. Es wäre deshalb eine Frage von einiger Bedeutung, ob sich vielleicht in jener sonst anscheinend nur von den jüngsten Schwemmgebilden eingenommenen Gegend etwa eine submarine Kuppe älteren Gesteins befindet. Deshalb wäre auch für spätere etwaige Sondirungen die Untersuchung der dabei zu gewinnenden Gesteinsproben sehr zu empfehlen. Ich erinnere mich, dass mir während der Ueberfahrt von Enseli nach Baku Schiffsofficiere von gewissen niedrigen, nur durch Lothung zu ermittelnden Klippen in der Gegend der Lenkoraner Küste sprachen. Leider habe ich mir den betreffenden Punkt, bei dem wir zur Nachtzeit vorbeikamen, nicht näher bezeichnen lassen. Es könnte sonst auch diese Thatsache auf die mögliche Existenz einer älteren Gesteinszone bezogen werden, welche in der Nähe und vielleicht parallel der flachen Küste verläuft.

So drängen sich überall wieder neue Fragen auf, und selbst Gegenden, wo nach den landläufigen Begriffen der Geologe nichts mehr zu suchen hat, bieten der geologischen Forschung noch manche Räthsel zu lösen.

Eigenthümlich ist wohl der Gegensatz zwischen der hier erwähnten, nur durch einen schmalen Canal mit dem caspischen Meer verbundenen Lagune von Enseli und dem ebenfalls nur durch eine

schmale Oeffnung mit dem Meere zusammenhängenden Golf von Karabugas an der Küste von Turkestan, denn während der letztere, von trockenen, regenlosen Steppen umgeben einer zunehmenden Versalzung entgegengeht (vergl. Salzsteppen l. c. pag. [32]), wird das Murdab als Beispiel eines ausgesüssten Meerestheiles gelten können. Seine Umgebung mit ihren Sümpfen und Urwäldern, die massenhaften Regenniederschläge in Ghilan bewirken hier ein beständiges Zuströmen und einen Ueberschuss süssen Wassers. Die bei der feuchten Atmosphäre geringe Verdunstung trägt dazu bei, diesen Gegensatz zum Karabugas vollständig zu machen. Es ist lehrreich, zu sehen, wie die Natur auf einem relativ engen Raume, wie das caspische Becken es ist, ganz verschiedene Bedingungen der Seebildung gewissermassen nebeneinander zu schaffen im Stande war. Dabei communicirt in unserem Falle das ausgesüsste Bassin noch direct mit dem übersalzenen, eben weil beide Dependenzen eines und desselben Meeres sind. Die Möglichkeit einer Nutzanwendung solcher Betrachtungen auf geologische Verhältnisse früherer Perioden dürfte nicht auszuschliessen sein.

Nachträge.

1. Zu Seite 84 [18], Zeile 18 bitte ich statt *Hyaena crocuta* zu lesen: *Hyaena striata*, da bekanntlich nur die letztere Art heute noch in Persien lebt. Brandt lässt es allerdings unentschieden, ob der Zahn, auf den sich die betreffende Bestimmung stützt, nicht eventuell doch zu *H. crocuta* oder gar zu *H. spelaea* gehört.

2. Zu Seite 93 [27], wo die Annahme, die künstlichen Hügel Persiens könnten für die Zwecke von Signalstationen errichtet worden sein, ablehnend discutirt wird, kann noch bemerkt werden, dass wir directe Zeugnisse besitzen, dass im Alterthum, wenigstens bei den alten Griechen, die telegraphischen Flammensignale von wirklichen hohen Bergen aus, nicht etwa von eigens dazu errichteten Hügeln her gegeben wurden. Beweiskräftig in dieser Hinsicht mag die Stelle aus dem Agamemnon des Aeschylos sein, wo Klytaemnestra dem Chorführer auseinandersetzt, auf welche Weise sie die schnelle Kunde von dem Falle Troja's erhielt. Die Feuersignale gingen nach des Dichters Darstellung vom Berge Ida bei Troja nach Lemnos, den Höhen des Athos und über Euboea nach Argos, dem Wohnsitz der Klytaemnestra. Die fragliche Stelle zeigt wenigstens, wie die Griechen zu des Aeschylos Zeit über die Art und Weise solcher Feuersignale dachten, und es ist nicht wahrscheinlich, dass die diesbezüglichen Vorkehrungen bei den alten Persern andere gewesen sein sollten, als die bei den Griechen.

Die Petroleum- und Ozokerit-Vorkommnisse Ostgaliziens.

Von **C. M. Paul**, k. k. Bergrath an der geologischen Reichsanstalt.

Unsere geologischen Landesaufnahmen haben neben ihrer theoretischen, rein wissenschaftlichen, auch eine practische Aufgabe, nämlich die Verbreitung nutzbringender Kenntnisse über das Vorkommen wirthschaftlich verwerthbarer Mineralstoffe in den untersuchten Landgebieten, eine Aufgabe, die übrigens nicht unabhängig neben der ersteren herläuft, sondern in dieser wurzelt, ohne richtige Verfolgung derselben auch ihrerseits nicht erfüllt werden kann. Es schien mir, von diesem Grundsatze ausgehend, angezeigt, nunmehr, wo wir mit unseren Aufnahmen der galizischen Karpathen an einen natürlichen Abschnitt, nämlich bis an diejenige Linie gelangt sind, die gewöhnlich als die Begrenzung zwischen Ost- und Westgalizien angenommen wird, einen kurzen zusammenfassenden Ueberblick über das Vorkommen der practisch wichtigsten Mineralproducte dieses Gebietes, nämlich des Erdöls und Erdwachses zu geben, wenn wir auch schon in unseren früheren Publicationen[1]) dieser Frage stets Aufmerksamkeit zugewendet, zahlreiche einzelne Petroleum-Fundpunkte geschildert, und auch die leitenden Grundsätze festgestellt haben, nach denen das Vorkommen dieses wichtigen Naturproductes in den Karpathen betrachtet werden muss.

Unsere Literatur über die galizische Petroleum-Industrie ist bereits eine ziemlich umfangreiche, und liegen in zahlreichen kleineren Aufsätzen von Alth, Castendyk, Cotta, Gintl, Heurteau, Jiczinski, Kreutz, Müller, Noth, Pošepny, Rączkiewics, Strzelbicki, Schmidt, Schubert, Walter und vielen Anderen, sowie in den beiden grösseren, diesen Gegenstand behandelnden Werken von Windakiewics (Das Erdöl und Erdwachs in Galizien, Sep. a. d. Berg- u. Hüttenm. Jahrbuch, XXIII. Bd., I. H., Wien 1875) und Strippelmann (Die Petroleum-Industrie Oesterreich-Deutschlands, Leipzig

[1]) Studien in der Sandsteinzone der Karpathen von C. M. Paul und Dr. E. Tietze, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1877, I. Heft, und Neue Studien etc. von Paul und Tietze, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1879, II. Heft.

1878 und 1879) viele und werthvolle Daten über die geschichtliche Entwicklung dieser Industrie, die statistischen, wirthschaftlichen, commerciellen und socialen Verhältnisse derselben vor.

Was die geologische Seite dieser Frage betrifft, so wurde dieselbe in den meisten dieser Publicationen theils, entsprechend den unserer Wissenschaft ferner stehenden Berufsrichtungen der Autoren, in zweite Linie gestellt, theils (mit Ausnahme einiger neuerer Arbeiten von H. Walter, Br. Walter u. A.) in einer dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse nicht entsprechenden Weise dargestellt; und doch ist gerade das geologische Vorkommen dieses wichtigen Naturproductes das einzige Dauernde im Wechsel, während alle noch so sorgfältig zusammengetragenen Daten über die Anzahl der verwendeten Arbeiter, der angelegten Schachte, der aufgestellten Maschinen etc. immer nur für ganz kurze Zeit Giltigkeit haben, meist im nächsten Jahre schon nicht mehr wahr sind. Auch die von mehreren Autoren mit so viel Mühe gesammelten Daten über die Productionsquanten der einzelnen Reviere können in der Regel nicht zur Ableitung auch nur approximativ richtiger Anschauungen von dauerndem Werthe benützt werden. Einerseits sind die diesbezüglichen, von den Producenten zu erzielenden Angaben — mit wenigen Ausnahmen — absolut unverlässlich; andererseits bedingen die eigenthümlichen, in vielen Beziehungen sehr bedauerlichen äusseren Verhältnisse der galizischen Erdölindustrie häufig geradezu enorme Schwankungen des Productionsquantums einzelner Reviere, die durchaus nicht in dem Vorkommen selbst, in der Menge des vorhandenen Erdöls, begründet sind. So kommt es, um nur ein Beispiel anzuführen, nicht selten vor, dass Gesellschaften kleiner Capitalisten ein Petroleumobject betreiben, den Erlös für das gewonnene Erdöl stets unter sich vertheilen und dann mit einem Male, wenn ihr Oelbrunnen (wie es nach einigen Jahren in der Regel eintritt) versiegt, nicht die Mittel haben, durch Eröffnung eines neuen Angriffspunktes ihr Unternehmen lebenskräftig zu erhalten. So bleiben dann oft Reviere ganz stille stehen und produciren gar nichts, die ein dauerndes Erträgniss liefern könnten, wenn zur Zeit ihrer Prosperität für die Vorbereitung neuer Schachtanlagen gesorgt worden wäre. Ebensowohl kommt es aber auch vor, dass Reviere, die durch lange Zeit kaum nennenswerthe Resultate ergaben, mit einem Schlage, wenn die richtige Schichte in der richtigen Teufe erreicht wird, sehr namhaft produciren, wie man beispielsweise in den letzten Jahren in Uherce sehen konnte.

Ich werde daher hier die rein geologischen Beziehungen der ostgalizischen Oelreviere in den Vordergrund stellen, unstabile Verhältnisse aber nur insoweit, als es zur Charakteristik einiger wichtiger Punkte unvermeidlich schien, berücksichtigen.

Die erste Basis für das Verständniss des karpathischen Petroleumvorkommens bildet die Kenntniss und Feststellung der stratigraphischen Gliederung der Karpathen-Sandsteingebilde, die ihrerseits wieder die Bedingnng für die Klärung der Tektonik derselben ist. So lange man nicht weiss, welche Schichten die älteren, welche die jüngeren, welche äquivalent sind, kann man in so ausgedehnten Gebieten isokliner Schichten, wie sie die Karpathen darbieten, auch keine Ansicht

darüber gewinnen, ob man es mit regelmässig fortlaufenden Lagerfolgen, oder mit Systemen von Sätteln und Falten, mit normalen oder mit überkippten Schichtenstellungen etc. zu thun habe. Eine derartige feste theoretische Grundlage musste zuerst geschaffen werden und aus ihr mussten sich dann alle practischen Folgerungen mit natürlicher Nothwendigkeit entwickeln. Diese Grundlage liegt nun vor in jener Gliederung der karpathischen Flyschgebilde, wie sie zuerst von mir (Grundzüge der Geologie der Bukowina, Jahrbuch 1876, pag. 59) aufgestellt, später gemeinsam mit Herrn Dr. E. Tietze in Ostgalizien weiter ausgeführt und vervollständigt wurde. Manches anscheinend rein theoretisch-stratigraphische Detail, das wir in unseren Publicationen wiedergaben und das wohl einem oder dem anderen Practiker als unverwerthbarer Ballast erschienen sein mag, gestaltete sich zu einem wichtigen Baustein für die Construirung jenes Grundgebäudes, auf dem nun Schürfer- und Bergbautreibende fussen können und, wie ich mit Befriedigung zu constatiren in der Lage bin, gegenwärtig auch wirklich schon vielfach fussen.

Auch unsere im Lande lebenden Fachgenossen stellten sich beinahe ausnahmslos auf unseren Standpunkt, allen voran der verdienstvolle Kenner und Förderer der galizischen Naphtha-Industrie, Herr Oberbergcommissär H. Walter in Lemberg, sowie Herr Bergrath Bruno Walter in Poschoritta, der sich in seiner werthvollen Arbeit über „die Chancen einer Erdölgewinnung in der Bukowina" (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1880, 1. Heft) ebenfalls vollständig auf den Boden unserer Sandsteingliederung stellt, die Grundprincipien, zu denen wir bezüglich des karpathischen Naphthavorkommens gelangt waren, vollinhaltlich acceptirt.

Was nun diese unsere Grundprincipien selbst betrifft, so wurden dieselben von dem letztgenannten Autor so kurz und prägnant zusammengefasst und wiedergegeben (Die Chancen etc. pag. 13), wie wir es selbst nicht besser hätten thun können. Br. Walter sagt nämlich (mit Bezug auf Dr. Tietze und mich): „Die beiden oftgenannten Geologen kommen bezüglich des karpathischen Vorkommens des Erdöls in Galizien zu folgenden Schlussfolgerungen: Das Erdöl ist jedenfalls an sedimentäre Schichten, und zwar an poröse Sandsteinlagen gebunden. Es sind bis jetzt drei Oelhorizonte nachgewiesen, und zwar: in den Ropiankaschichten der unteren Kreide, in den oberen Hieroglyphenschichten, an der Basis der Eocänformation, und in den Sandsteinen der Menilitschiefer."

„Auf den Höhen der Schichtenfalten, wie bei Bóbrka, Mražnica, Orów, Ropianka, Boryslaw, sind die Aussichten für Erbohrung von Petroleum grösser, als in der Tiefe von Schichtenmulden. Längs der grossen Verwerfungs- und Bruchlinien in der Flyschzone der Karpathen tritt indess keineswegs Petroleum in gesetzmässiger Weise auf. Der Ursprung des galizischen Petroleums steht sicherlich genau, wie beim nordamerikanischen, mit dem ursprünglichen Bitumengehalt der Schichten in Verbindung, aus denen es hervorquillt."

„Im Allgemeinen gewährt das karpathische Oelrevier gute Hoffnung auf fernere reiche Ausbeute."

„Für das nicht karpathische Petroleum- und Erdwachsvorkommen in Boryslaw scheinen die vorstehenden Schlussfolgerungen, abgesehen vom differenten Alter der Gesteine, ebenfalls volle Giltigkeit zu haben.“

Ich hätte zu diesen, die Hauptresultate unserer mehrjährigen Studien in den karpathischen Oelrevieren kurz und treffend resümirenden Sätzen nur eine modificirende Bemerkung mehr formeller Natur beizufügen. Dieselbe betrifft die Bezeichnung des Petroleumvorkommens von Boryslaw als „nicht karpathisch“, die mir nicht empfehlenswerth scheint. Die Gebilde der galizischen Salzformation, denen das Boryslawer Vorkommen angehört, schliessen sich tectonisch, stratigraphisch und petrographisch so eng an die Karpathensandsteine an, während sie sich andererseits von den Ablagerungen des podolischen und mittelgalizischen Hügellandes so scharf sondern, dass wir dieselben stets zu den karpathischen Gebilden stellen zu müssen glaubten.

Das Oelniveau der neogenen Salzformation schliesst sich somit als viertes den angegebenen drei karpathischen Oelniveaus an.

Die Begründung obiger Sätze liegt in den positiven Beobachtungsthatsachen, die wir seit nahezu einem Decennium in den nordöstlichen Karpathenländern gesammelt und in unseren mehrerwähnten Publicationen mitgetheilt haben, die somit als bekannt vorausgesetzt werden können. Auch haben wir denjenigen Theil der Frage, der auf die richtige oder falsche Auffassung des karpathischen Erdölvorkommens von allerdirectestem Einflusse ist, den genetischen, in unserer letzten grösseren gemeinsamen Arbeit (Neue Studien, pag. 107) eingehend erörtert; wir wiesen dort nach, dass weder die sogenannte Emanationstheorie, nach welcher das Erdöl als mit geheimnissvollen abyssodynamischen Kräften in Verbindung stehend, aus unbekannten Teufen aufsteigend gedacht wird, noch die Herleitung desselben aus supponirten tiefliegenden Kohlenfeldern, in den Karpathen Giltigkeit habe, das Erdöl dieses Gebietes vielmehr ausschliesslich der eingeschlossenen organischen Substanz derjenigen Sedimente seinen Ursprung verdanke, in denen oder in deren unmittelbarer Nähe es dermalen vorkommt.

Aus dieser Grundanschauung, die nunmehr für uns feststeht und, wie oben schon erwähnt, auch bereits von der Mehrzahl unserer competentesten Fachgenossen getheilt wird, folgt mit logischer Nothwendigkeit die Gewissheit der Existenz bestimmter stratigraphischer Oelhorizonte.

Diejenigen Glieder des karpathischen Schichtencomplexes, denen diese Oelhorizonte entsprechen, erkannt, festgestellt und nach Thunlichkeit cartographisch ausgeschieden, die Anschauungen über das Vorkommen und die Vertheilung des Erdöls auf diese Weise dem Gebiete vager Hypothesen entrückt und dieselben auf eine stratigraphische, also feste und wissenschaftliche Basis gestellt zu haben, dies dürfte wohl als ein nicht ganz werthloser Erfolg unserer geologischen Landesaufnahmen in den Karpathen betrachtet werden können.

Allerdings gibt es auch heute noch Fachmänner, die von diesem Fortschritte keine Kenntniss haben. So sagt zum Beispiel Herr Bergrath Pošepny (Archiv für practische Geologie, I. Band, 1880, p. 561):

„Japan ist sogar uns, was die geologische Aufnahme seiner Oelfelder betrifft, in Oesterreich voraus, denn was wir aus unseren Petroleumbezirken wissen, rührt von gelegentlichen Expertisen her und ist nicht das Resultat einer systematisch durchgeführten Aufnahme.“ Wenn Herr Pošepny nicht mehr aus unseren Petroleumbezirken weiss, so ist das seine Sache; Andere, die unsere Arbeiten gelesen haben, und die practischen Folgerungen aus denselben zu ziehen verstanden, wissen eben etwas mehr darüber. Es wäre aber in einem solchen Falle wohl empfehlenswerther, sich in einer Angelegenheit, von welcher man so wenig informirt ist, absprechender Urtheile zu enthalten.

Ebenso legt Strippelmann in seinem obencitirten umfangreichen Werke eine geradezu überraschende Unkenntniss der bezüglichen geologischen Fachliteratur an den Tag. So rechnet der Genannte beispielsweise die Ropiankaschichten noch immer zum Eocän und stellt dieselben als „erste eocäne Oelzone“ überall den neocomen Karpathensandsteinen als etwas verschiedenes gegenüber, während doch längst vor Erscheinen seines Werkes betont und nachgewiesen worden war, dass eben die Ropiankaschichten den neocomen Theil der Karpathensandsteine repräsentiren (Grundzüge der Geologie der Bukowina, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1876, pag. 42 und 59, Studien etc., Jahrbuch 1877, pag. 82—85 und an verschiedenen anderen Orten).

Es ist klar, was derartige verdrehte Grundanschauungen in ihrer Anwendung auf specielle Fälle für falsche Folgerungen ergeben müssen.

Ganz in das Gebiet der Phantasiespiele gehört die allerorts bei Strippelmann wiederkehrende Theorie von den Längs- und Querspalten, die als Oellinien gedeutet werden. Mit dem Gebirgsstreichen parallele Verwerfungslinien gibt es allerdings in der Karpathensandsteinzone; dieselben haben aber auf die Oelführung nur insoferne Einfluss, als vielleicht längs derselben petroleumführende Lagen (zum Beispiel Ropiankaschichten) an der Oberfläche erscheinen, nicht aber etwa dadurch, dass das Erdöl in diesen Spalten aufsteige oder seinerzeit aufgestiegen sei. Andere, ganz locale Spaltungssysteme, wie sie in den Karpathen, wie in jedem Gebirge, wohl auch hie und da vorkommen, haben im Gegentheile eher einen negativen Einfluss auf die Oelführung, indem das Oel, den Gesetzen der Schwere folgend, durch solche Spalten nach abwärts sikert und die ursprünglich ölführende Schichte dadurch an Oelgehalt einbüsst, eine niemals mit Sicherheit vorauszusehende, und daher sehr missliche Complication des Oelbergbaues, die aber glücklicherweise in Galizien nicht eben häufig eintritt.

Die Mehrzahl der Strippelmann'schen „Längslinien“ sind aber gar keine Verwerfungsspalten, sondern zeigen einfach die Streichungslinien des durch die Faltenstructur der Karpathen bedingten Zutagetretens der verschiedenen stratigraphischen Oelniveaus an. Gesetzmässige Systeme von „Querlinien“, welche in schiefem Winkel auf das Schichtenstreichen diese verschiedenen Längslinien miteinander verbinden sollen, existiren überhaupt in der Karpathen-Sandsteinzone gar nicht und beruhen nur auf der ganz willkürlichen Verbindung von miteinander in gar keinem Nexus stehenden Puncten.

Von seinen irrigen Theorien ausgehend, behauptet Strippelmann (Abth. II, pag. 62, Anm.) mit Bezug auf die von A. Strzelbicki (Oesterreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 1869, Nr. 32) ausgesprochenen Ansichten über das galizische Petroleumvorkommen, dass denselben „durchaus keine allgemeine Bedeutung und Wichtigkeit beizulegen ist.“

Gerade diese Arbeit Strzelbicki's ist aber diejenige, welche unter allen älteren bezüglichen Publicationen die gesundesten Anschauungen enthält, namentlich den Zusammenhang des karpathischen Erdöls mit den bituminösen Schiefern bereits mit Bestimmtheit betont[1]).

Es würde mich hier wohl zu weit führen, wollte ich den Wahres mit Falschem in bedauerlichster Weise vermischenden Ausführungen Strippelmann's weiter ins Detail folgen. Gerne anerkenne ich den Werth des reichen statistischen Materials, das in Strippelmann's Werke zusammengetragen ist, sowie die Richtigkeit vieler, die äusseren Verhältnisse der galizischen Oelindustrie betreffenden Ansichten des Autors. Wo sich derselbe jedoch auf geologisches Gebiet begibt, beginnt die chaotische Begriffsverwirrung.

Ich hielt mich im Interesse der galizischen Petroleumindustrie für verpflichtet, diese meine Ansicht hier offen und unumwunden auszusprechen, die Bergbautreibenden vor jedem Versuche einer practischen Anwendung der Strippelmann'schen Theorien zu warnen, umsomehr, als der Umfang des in Rede stehenden Werkes, sowie dessen anspruchsvolle Form gerade in industriellen, der exacten Wissenschaft ferner stehenden Kreisen zu einer von schädlichen Folgen begleiteten Ueberschätzung desselben führen können.

Auf eine kritische Besprechung der übrigen, auf unseren Gegenstand bezugnehmenden Literatur will ich hier nicht eingehen, da ich keine umfassende Monographie über karpathisches Petroleum im Allgemeinen schreiben, sondern nur das gegenwärtig beim Abschlusse der Aufnahme der ostgalizischen Karpathen erzielte Stadium unserer Anschauungen und Kenntnisse über dieses Thema kurz skizziren will.

Ich gehe nun unmittelbar an die Hauptfrage, welche stets von der Industrie an die Wissenschaft gestellt wird: Wo soll Petroleum gesucht werden?

Eine nach allen Richtungen hin erschöpfende, in jedem Specialfalle mit mathematischer Gewissheit erfolgsichernde Lösung dieser Frage geben zu können, bilde ich mir nicht ein, und glaube auch nicht, dass sonst Jemand das kann oder jemals können wird. Wenn wir aber auch nicht Alles wissen, so wissen wir doch schon Manches, was in dieser Beziehung vor Schaden zu bewahren, die Erzielung günstiger Erfolge wahrscheinlich zu machen geeignet ist. Ich gehe daher dieser Frage

[1]) Eine ähnliche Ansicht hatte wohl auch F. Pošepny (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1865, III. Heft, pag. 357 und 358) schon ausgesprochen, dieselbe jedoch mit der Annahme einer gänzlichen Unabhängigkeit des Oelvorkommens vom geologischen Niveau verknüpft, eine Annahme, die nach unseren gegenwärtigen Beobachtungsresultaten nicht mehr zulässig erscheint.

nicht aus dem Wege, und will versuchen, in gedrängter Kürze darzulegen, wie dieselbe nach den bisherigen Erfahrungen beantwortet werden kann.

1. Vor allem Anderen muss das Petroleum in der richtigen Formation, in den richtigen stratigraphischen Gliedern des grossen Karpathensandsteincomplexes gesucht werden. Wer auf dem Standpunkte der alten Emanationstheorie steht — und es gibt, wenn auch nicht viele Geologen, so doch immer noch mehrere sogenannte „practische Bergingenieure", die sich von diesem eingerosteten Vorurtheile nicht trennen können — für den wird diese Rücksicht freilich ganz irrelevant sein, der entbehrt aber auch bei seinen Schurfarbeiten aller wissenschaftlichen Anhaltspunkte und betreibt nichts anderes, als ein vom Zufalle abhängiges Glücksspiel. Wer jedoch mit uns von der durch alle direct beobachteten Verhältnisse gestützten Ueberzeugung vom Gebundensein des Erdöls an bestimmte stratigraphische Etagen ausgeht, der wird in der Kenntniss dieser Etagen die erste Bedingung jeder rationellen Oelschürfung erkennen müssen.

Wir unterscheiden in den ostgalizischen Karpathen (von unten nach oben): 1. die Ropiankaschichten oder unteren Karpathensandsteine, 2. die mittleren Karpathensandsteine, 3. die eocänen Karpathensandsteine, 4. die Menilitschiefer, 5. die Magura- und Kliwasandsteine, 6. den neogenen Salzthon.

Von diesen Gliedern sind erfahrungsmässig die Ropiankaschichten, die eocänen Karpathensandsteine, die Menilitschiefer (in einzelnen denselben eingebetteten Sandsteinbänken) und der neogene Salzthon ölführend; die mittleren Karpathensandsteine, die Magura- und Kliwasandsteine ölleer. Die Verbreitungsgebiete der letzteren müssen daher bei Oelschürfungen vermieden werden.

2. Die hier als ölführend bezeichneten Glieder bilden für sich wieder ziemlich mächtige Schichtencomplexe, und es wäre ein Irrthum zu glauben, dass dieselben überall in ihrer ganzen Mächtigkeit mit Petroleum imprägnirt seien. Im Gegentheile ist die Imprägnation innerhalb dieser Hauptglieder auf einzelne Gesteinsbänke beschränkt, die meist nicht über wenige Meter Mächtigkeit erreichen. Wir bezeichnen diese Hauptglieder als ölführend, weil ihnen derartige einzelne imprägnirte Gesteinslager eingebettet sind, im Gegensatze zu den anderen Hauptgliedern, in denen solche Lagen nicht vorkommen. Diese imprägnirten Lagen sind in der Regel mürbe Sandsteine, die ihrer Gesteinsbeschaffenheit nach sich zur Aufsaugung und Ansammlung des Oels vorzugsweise eignen, während die meist mit denselben vergesellschafteten bituminösen Schiefer zwar das Hauptmaterial für die Bildung des Erdöls geliefert haben mögen, nicht aber als gegenwärtige Träger desselben von Bedeutung sind.

3. Wie schon aus dem Vorhergehenden hervorgeht, spielt somit nicht nur das stratigraphische Niveau, sondern auch die petrographische Facies der Karpathen-Sandsteinglieder eine wichtige Rolle in der Frage der Oelführung.

In den Ropiankaschichten sind die blaugrauen, hieroglyphenreichen, krummschaligen, mit dunklen Schiefern wechsellagernden Sand-

steine häufig ölführend; die lichten, fucoidenreichen hydraulischen Kalkmergel jedoch selten oder nie.

Das Eocän bildet namentlich dort, wo es in der, den Ropiankaschichten oft sehr ähnlichen Facies der „oberen Hieroglyphenschichten“ entwickelt ist, einen wichtigen Oelhorizont, dem die Mehrzahl der ostgalizischen Oelfundorte angehört.

Das Niveau der Menilitschiefer enthält Petroleum in einzelnen Sandsteinbänken, welche stellenweise den die Hauptmasse dieser Etage zusammensetzenden bituminösen Fischschiefern, Alaunschiefern, Dysodilschiefern und Hornsteinbänken eingelagert sind. Höchst wahrscheinlich stammt jedoch mindestens ein grosser Theil des Petroleumgehaltes der früher erwähnten „oberen Hieroglyphenschichten“, wo sie das unmittelbare Liegende der Menilitschiefer bilden, aus dem Bitumengehalte der letzteren. Wo dieses Niveau nicht in der Schieferfacies, sondern, wie im Südosten Galiziens, vorwiegend als grober Sandstein („Czernahora-Sandstein“) entwickelt ist, scheint es, so weit bekannt, nicht ölführend zu sein.

Die neogene Salzformation enthält Petroleum in solchen Schichten, deren petrographische Entwicklung der der älteren Karpathensandsteine gleicht.

Im Allgemeinen zeigen in den Karpathen isopische (wenn auch heterochrone) Bildungen meistens auch einige Analogie in der Oelführung.

4. Ausser den stratigraphischen und petrographischen Verhältnissen müssen auch die tektonischen für unsere Frage berücksichtigt werden.

Die Karpathen-Sandsteinzone besteht, wie bekannt, aus einem Systeme von meist nach Norden übergeneigten Schichtenfalten (Sätteln) und zwischen denselben inneliegenden Mulden. Es zeigt sich nun als Erfahrungsthatsache, dass die Mehrzahl der reicheren Oelfundpunkte Ostgaliziens (sowie Mittelgaliziens) nicht in den Schichtenmulden, sondern auf den Höhen der Schichtensättel oder wenigstens nahe denselben situirt ist. (Der Ausdruck „Höhen“ ist hier nicht im hypsometrischen Sinne zu verstehen, indem die Aufbruchssättel der relativ älteren Karpathen-Sandsteinglieder innerhalb der relativ jüngeren häufig Längsthälern, also Tiefenlinien, entsprechen.)

Diese etwas überraschende Erscheinung kann von sehr verschiedenen Gesichtspunkten betrachtet werden.

Es ist nicht unbedingt ausgeschlossen, dass das Verhältniss überhaupt nur ein scheinbares ist, die ölführenden Schichten in Wirklichkeit in den Muldentiefen ebenso reich oder reicher an Oel sind, als auf den Sattelhöhen; dass man bisher meistens auf letzteren Oel fand, könnte von diesem Gesichtspunkte aus einfach dadurch erklärt werden, dass längs der Sattelaufbrüche die ölführenden Schichten häufig an der Oberfläche ausbeissen und daher dort die zu bergbaulichen Aufschlüssen anreizenden oberflächlichen Oelspuren bieten, während dieselben Schichten in den Muldentiefen von darüberlagernden ölleeren Gliedern bedeckt, sich der Beobachtung entziehen.

Da jedoch die in Rede stehende Erscheinung in ähnlicher Weise auch in den pensylvanischen Oelrevieren, im Kaukasus und anderwärts

beobachtet wurde, so könnte dieselbe doch auch einen tiefer liegenden inneren Erklärungsgrund haben. Ein solcher könnte vielleicht in den Consistenzverhältnissen der ölführenden Schichten gesucht werden. In jedem Schichtensattel müssen unbedingt die relativ höheren, dem Scheitel näherliegenden Gesteinsbänke einer bedeutenderen Spannung und Zerrung unterworfen sein, als die tieferen; demgemäss erscheinen auch die Scheitellinien so häufig wirklich geborsten, Längsthäler bildend. Wo es aber auch zum vollkommenen Auseinanderreissen der Schichten nicht kam, dürfte doch mindestens in der Region der grössten Spannung, also in der höheren, dem Bergbaue zunächst zugänglichen Region, eine bedeutende Lockerung der Consistenz der Schichten, die Bildung zahlreicher kleinerer oder grösserer Risse, Sprünge und Zerklüftungen vorliegen, welche dem Oele als Ansammlungsorte dienen. Das, wie ich oben bemerkte, dem Bergbaubetriebe abträgliche Hinabsetzen von Spalten in die tieferen, mindergespannten, sondern fester zusammengedrückten Schichten wird hier seltener eintreten. In den Muldentiefen werden sich diese Verhältnisse gerade umgekehrt gestalten.

Jedenfalls werden Private, so lange wir über diese Frage nur Vermuthungen haben, wohl thun, sich an die Erfahrungsthatsache zu halten und bei ihren Schürfungen die Nähe der Scheitellinien zu bevorzugen. Anders wäre es mit Bohrungen, die im allgemeinen Interesse aus Staats- oder Landesmitteln eingeleitet würden. Durch eine solche an irgend einem durch detaillirte Specialerhebungen zu ermittelnden Punkte das Muldentiefste einer als ölführend constatirten Schichte aufzusuchen, wäre, selbst im Falle eines negativen Resultates, jedenfalls von grossem Nutzen für die Industrie und Wissenschaft und nützlicher, als die von mehreren Seiten empfohlenen Tiefbohrungen zur Erreichung des Liegenden der Ropiankaschichten. Am Südrande der Sandsteinzone (wie zum Beispiel in der Bukowina) sind diese Liegendschichten ohnedies an der Oberfläche anstehend bekannt; im Innern der Zone ist ihre Erreichbarkeit an sich fraglich, da wir hier die Mächtigkeit der Ropiankaschichten nicht einmal annäherungsweise kennen.

5. Ausser dem eben besprochenen stehen noch verschiedene andere tektonische Verhältnisse in gewissen Beziehungen zur Oelführung.

Senkrecht stehende Schichten sind ungünstig. Wo in solchen abgeteuft wird, erreicht man einen nennenswerthen Oelzufluss immer erst dort, wo die Schichten in der Tiefe eine geneigte Lage annehmen. In welcher Teufe das eintritt, kann niemals voraus berechnet werden.

Aber auch die wenigen Gegenden der ostgalizischen Karpathen, wo die Schichten flach liegen und verhältnissmässig geringe Störungen zeigen (zum Beispiel das Swicathal zwischen Weldžirž und Ludwików̌ka) sind nicht ölreich.

Dagegen zeigen die meisten bedeutenderen Oelfundpunkte ausser den Hauptfalten noch zahlreiche Secundärfalten und Knickungen. Es ist schwer, in allen diesen Fällen ein blos zufälliges Zusammentreffen anzunehmen, es dürfte vielmehr vielleicht auch hier der Zusammenhang in der, der Oelansammlung förderlichen Lockerung und Zerklüftung der Schichten liegen.

Da die karpathischen Schichtensättel in der Regel gegen Norden übergeneigt sind, so sind die Schichten an den Nordflanken derselben stärker zusammengedrückt, ältere Schichten über jüngere geschoben, und überhaupt verschiedene Irregularitäten geschaffen, die mit den eben erwähnten, nur das Innere der einzelnen ölführenden Schichten lockernden Zerklüftungen nicht verwechselt werden dürfen und den Bergbau erschweren. Normalere Verhältnisse herrschen vorwiegend auf der Südseite der Sättel.

6. Es erübrigt nun noch, auch die topischen Verhältnisse, die auf unsere Frage Bezug nehmen, mit einigen Worten zu berühren.

Als das Naheliegendste erscheint es wohl in dieser Beziehung, zwischen zwei als ölreich bekannten Punkten zu suchen; und doch werden bei diesem Vorgehen nicht immer die gehofften Erfolge erzielt. Das erklärt sich nun einfach durch die folgende Erwägung.

Es ist üblich, wenn mehrere bekannte Petroleumfundpunkte in einer dem Hauptstreichen des Gebirges ungefähr entsprechenden Linie liegen, diese ideale Linie ohne weiters als etwas reales zu setzen, dieselbe als „Oellinie" zu bezeichnen und anzunehmen, in derselben müsse überall Petroleum zu finden sein. Das ist aber eine für die Praxis unbedingt viel zu weite Fassung des Begriffes „Oellinie".

Unsere Studien haben ergeben, dass trotz der ausgesprochenen Faltenstructur der Sandsteinzone innerhalb derselben Streichungslinie durchaus nicht immer dieselben Glieder die Oberfläche zusammensetzen. Die Ropiankaschichten zum Beispiel bilden in Ostgalizien nicht immer auf längere Erstreckung verfolgbare Züge, sondern treten häufig nur dort auf, wo bedeutendere, vorwiegend aus Sandsteinen der mittleren Gruppe bestehende Züge von tieferen Querthälern geschnitten werden. Auch ist die Energie und Bedeutung der einzelnen Wellen dem Streichen nach grossen Modificationen unterworfen; hier kann eine Aufbruchswelle alle Glieder bis zu den tiefsten, den Ropiankaschichten, an der Oberfläche erscheinen lassen, während sie wenige Kilometer weiter kaum mehr Schichten des tieferen Eocän zu Tage treten lässt etc.

Eine ohne weitere Berücksichtigung des Baues des dazwischen liegenden Terrains gezogene Verbindungslinie zwischen zwei oder mehreren in einer Streichungslinie befindlichen Oelfundpunkten kann daher möglicherweise sehr heterogene geologische Bildungen schneiden. Zwischen zwei ölführenden Punkten der Ropiankaschichten können zum Beispiel durchaus ölleere Sandsteine der mittleren Gruppe herrschen etc.

Man sieht, dass die Aufstellung solcher „Oellinien" der Praxis nicht dienen kann. Ich möchte als „Oellinien" ausschliesslich solche Verbindungslinien zwischen zwei oder mehreren Oelfundpunkten bezeichnen, innerhalb welcher ununterbrochen dieselben stratigraphischen, petrographischen und tectonischen Verhältnisse herrschen.

Solche Oellinien sind nun natürlich die hoffnungsreichsten Regionen für die Schürfung; ohne die sorgfältigste Berücksichtigung der erwähnten drei geologischen Beziehungen wird man aber nie sicher sein können, ob man es mit einer derartigen echten, oder mit einer idealen und daher oft trügerischen Oellinie zu thun habe.

Ein eclatantes Beispiel einer falschen Oellinie ist unter anderen die bei Windakiewicz (l. c. pag. 103) angegebene Linie Staremiasto-Orów-Dzwiniacz, welche Punkte des Eocän, des Neocom und des Neogen miteinander verbindet.

Dass Verwerfungsspalten keine Oellinien sind und dass es das Schichtenstreichen schneidende Oellinien in unserem Gebiete nicht gibt, habe ich bereits oben zu betonen Gelegenheit genommen.

7. Es ist nahezu selbstverständlich und soll hier nur der Vollständigkeit wegen erwähnt werden, dass das alte System, unmittelbar bei den natürlichen Oelquellen (Ausbissen der Oelschichten) Schurfschachte oder Bohrungen abzuteufen, ein verfehltes ist. Man gelangt auf diese Weise sofort ins Liegende der ölführenden Schichte, und es bleibt ein Zufall, ob und wann man auf eine zweite stösst. Die Anlagen müssen natürlich stets im Hangenden (in der Richtung des Schichtenfalles) der ausbeissenden Oel-Schichten situirt sein, und zwar bei steilerer Schichtenstellung näher, bei flacherer entfernter vom Ausbiss.

Dass man mit Anlagen, die ohne jede Berücksichtigung der im Vorstehenden zusammengestellten wissenschaftlichen Anhaltspunkte, auf Grund falscher Hypothesen oder ganz planlos eingeleitet wurden, dennoch häufig namhafte Erdölquanten an die Oberfläche förderte, beweist nur den bedeutenden Reichthum an diesem Naturproducte, den die galizischen Karpathen in manchen Theilen bergen und dem selbst die unrationellsten Anlagen zuweilen nicht vollständig auszuweichen vermochten. Die in Rede stehende Industrie könnte, den ihr gegebenen natürlichen Bedingungen nach, heute auf einem ganz anderen Entwicklungsstadium stehen, als es thatsächlich der Fall ist, wenn das System regellosen Raubbaues, dem sie vom Anfange an zum Opfer fiel, bei Zeiten einem rationellen Betriebe Platz gemacht hätte, wenn das Grosscapital nicht durch so zahlreiche, den erzielten günstigen Resultaten gegenüber stehende Misserfolge zurückgeschreckt und die Industrie dadurch in so überwiegendem Masse den Händen kleiner Unternehmer und Speculanten überantwortet worden wäre, die, ohne Verständniss und genügendes Capital, dieselbe nur immer weiter zurückbringen und discreditiren. Wie oft kann man, um nur ein Beispiel von vielen hervorzuheben, sehen, wie sich, begünstigt durch den Mangel entsprechender bergrechtlicher Beschränkungen, rings um einen durch einen glücklichen Schürfer erzielten Oelaufschluss, die Concurrenten parasitenartig ansetzen; Territorien von geringer Ausdehnung werden dann von zahlreichen Schachten oder Bohrungen durchlöchert, die, oft nur wenige Klafter von einander entfernt, sich gegenseitig das Oel abzapfen und insgesammt dem Boden nicht mehr zu entreissen vermögen, als es durch einige wenige gut situirte Angriffspunkte geschehen könnte. So erdrücken und ruiniren sich die Unternehmer gegenseitig und bringen Reviere in Misscredit, die von einer einzelnen Unternehmung rationell ausgebeutet, rentabel sein müssten.

Aehnliche, auf die Entwicklung der Industrie schädigend einwirkende Verhältnisse gibt es noch zahlreiche, auf die ich hier nicht

weiter einzugehen brauche, da dieser Gegenstand schon von verschiedenen Seiten ausführlich behandelt wurde.

Ganz ohne Risico kann man allerdings, selbst bei rationellster Benützung der durch die Wissenschaft gebotenen Behelfe keinen Bergbau treiben, alle Localverhältnisse werden nicht überall vorausberechnet werden können; ist man ja auch beim Kohlenbergbaue vor Verdrückungen und Auskeilungen des Flötzes, beim Erzbergbaue vor Vertaubungen nicht sicher. Soviel aber können wir mit Beruhigung behaupten, dass infolge unserer Aufnahmen in den Karpathenländern der dortige Oelbergbau für Diejenigen, die sich unsere Anschauungen zu eigen machen wollen, aufgehört hat, ein blosses Hazardspiel zu sein, was er noch vor wenigen Jahren im vollen Sinne des Wortes war.

Das uns hier beschäftigende Gebiet ist im Westen durch den Meridian von Unghvar-Lisko (20.° östlicher Länge von Paris), im Osten durch den Cseremosfluss (die Landesgrenze gegen die Bukowina) begrenzt.

In diesem Gebiete führt Windakiewicz (1875) 7 Oelreviere an, nämlich Boryslaw, Mražnica, Schodnica, Dźwiniacz, Maydan, Starunia, Sloboda rungurska. Bei Strippelmann (1879) sind aus demselben Gebiete schon 35 Oelbergbaue und Fundpunkte angegeben, und ich selbst bin in der Lage, deren über 70 anzuführen.

Was das geologische Niveau der einzelnen Reviere betrifft, so wurden schon von Windakiewicz die Reviere von Boryslaw, Dźwiniacz, Starunia und Sloboda rungurska richtig in das Neogen gestellt, alle übrigen aber als eocän bezeichnet, eine dem damaligen Stande der Kenntniss entsprechende, heute veraltete Annahme.

Strippelmann hatte zwar die ganz richtige Ansicht, dass ein Theil der karpathischen Oelreviere dem Neocom, ein anderer dem Eocän angehöre, beging aber bei der Formationsbestimmung der einzelnen Localitäten so viele Missgriffe, dass seine Deutungen nur als ganz willkürliche, jeder wissenschaftlichen Grundlage entbehrende Annahmen erscheinen.

Uebrigens war die Frage des stratigraphischen Horizontes der Oelschichten für die genannten beiden Autoren, die ja das Oel als in Spalten aufsteigend annahmen, an sich von untergeordneterer Bedeutung.

Für uns, die wir auf dem Standpunkte der stratigraphischen Oelhorizonte stehen, ist diese Frage von Belang, ich werde daher das geologische Niveau der einzelnen Fundpunkte der folgenden Aufzählung derselben als Eintheilungsprincip zu Grunde legen [1]).

---

[1]) Jeder vereinzelte Versuchsschacht kann hier natürlich nicht aufgeführt werden, und auch betreffs der Ausbisse, deren ja jährlich neue aufgefunden werden, will ich absolute Vollständigkeit nicht anstreben; doch soll mindestens kein wichtigeres Oelrevier des Gebietes übergangen werden.

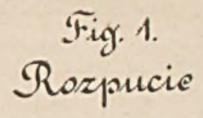
A. Oelfundpunkte der unteren Karpathensandsteine (Neocom, Ropiankaschichten).

1. Krasiczcyn. Am Sanflusse, circa $1^1/_2$ Meilen westlich von Pržemysl. Bekanntlich springt bei Pržemysl der Karpathenrand gegen Norden vor, und bildet hier eine Gebirgszunge, die, mindestens in ihrem Kerne, vorwiegend aus älteren (cretacischen) Karpathensandsteinen zusammengesetzt ist. Die, seinerzeit von Niedzwiedzki (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1876, III. Heft) aufgefundenen Neocom-Ammoniten stammen aus diesem Gebiete. Wie beinahe überall, wo Ropiankaschichten auf grössere Erstreckungen an der Oberfläche erscheinen, fehlen auch hier zu Tage tretende Erdölspuren nicht. Solche sind zu beobachten in dem kleinen Bache im Orte Krasiczyn und in einem alten Brunnen in einem fürstlich Sapieha'schen Wirthschaftshofe, wo sich häufig Oelhäutchen auf der Oberfläche des Wassers zeigen. Ein Schurfschacht wurde angelegt am Gehänge östlich von der nach Olszany führenden Strasse, zwischen Sliwnica und Krasiczyn. Man durchfuhr feinkörnige, blaugraue Sandsteine, darunter kamen Ropiankaschichten von gewöhnlichem Týpus. Im Hangenden des blaugrauen Sandsteins liegen auf der Höhe des Berges grobe Sandsteine der mittleren Gruppe. Der Schacht wurde vor Erzielung eines Resultates wegen ausnehmend starken Wasserzudranges eingestellt. Das Schichtenstreichen wechselt in der Pržemysler Gebirgszunge, was anderwärts in der Karpathensandsteinzone nicht der Fall ist, sehr häufig, und sind die Lagerungsverhältnisse hier ziemlich verworren, der Bergbau dürfte daher hier immer mit einigen Schwierigkeiten zu kämpfen haben.

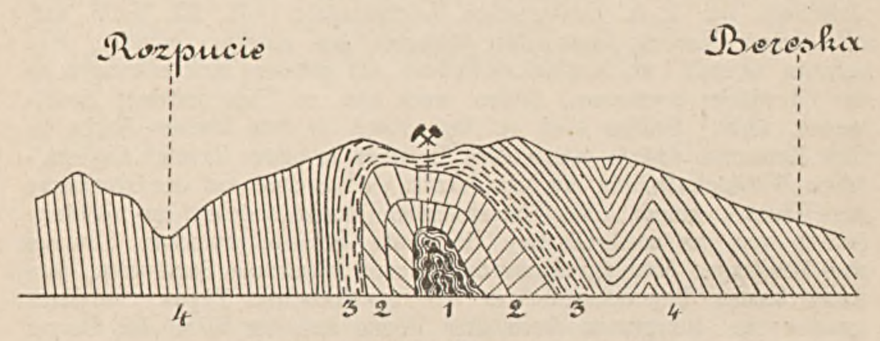
Dieses Vorkommen, das nördlichste Galiziens, liegt, was hier nur nebenbei erwähnt sei, über zwei österreichische Meilen nördlich ausserhalb der Linie, die Strippelmann auf seiner „Specialkarte der ostgalizischen Oelzone" als nördliche Begrenzung dieser Zone einzeichnet. Man sieht daraus, was von dieser Begrenzungslinie überhaupt zu halten ist.

2. Rozpucie. Nordöstlich vom Städtchen Tyrawa woloska, zwischen Bereska und Rozpucie, an der nach Bircza und Pržemysl führenden Strasse befinden sich auf der östlichen Thalseite einige alte Schachte, in deren Umgebung sehr interessante Verhältnisse zu beobachten sind. Man kann hier einen deutlichen, nach Norden übergeneigten Sattel constatiren. Die tiefsten Schichten desselben sind diejenigen, welche durch die Schachtbaue aufgeschlossen wurden, und von denen die Stücke auf den Halden liegen. Es sind graublaue, kalkreiche, hieroglyphenführende Gesteine, ganz von dem gewöhnlichen petrographischen Typus der Ropiankaschichten. Darüber sieht man, gegen Süden thalabwärts gehend, zunächst groben, dickschichtigen Sandstein mit steilem südwestlichen Fallen, darüber, mit gleichem Einfallen, grüne Hieroglyphenschichten, endlich die typischen oligocänen Menilitschiefer, die überhaupt in der Gegend herrschend sind. Auf der andern (nördlichen) Seite der Schächte ist, wenn auch weniger

deutlich, dieselbe Reihenfolge in umgekehrter Ordnung und überkippter Schichtenstellung zu erkennen. Das Streichen ist *h* 9. (Fig. 1.)



NO. SW.



1. Blaugraue kalkige Hieroglyphenschichten.
2. Grober massiger Sandstein.
3. Grüne Hieroglyphenschichten.
4. Menilitschiefer mit Hornsteinbänken.

Herr Dr. Tietze, der diesen Punkt ebenfalls besuchte und (Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1880, Nr. 14) beschrieb, deutet die grünen Schichten unter den Menilitschiefern als die „oberen (eocänen) Hieroglyphenschichten", den dickschichtigen Sandstein als Repräsentanten der mittleren Karpathensandsteingruppe, die tiefsten Schichten als neocome Ropiankaschichten, und in der That lässt die Aufeinanderfolge der petrographischen Typen diese Auffassung als eine sehr nahe liegende und begründete erscheinen. Es spricht gegen diese Deutung nur ein Bedenken, nämlich die auffallend geringe Mächtigkeit, welche nach derselben die ganzen Glieder zwischen Neocom und Oligocän haben würden, ein Bedenken, welches mir übrigens doch nicht gewichtig genug scheint, um nicht dieses Vorkommen doch vorläufig unter die Oelfundpunkte der Ropiankaschichten einzureihen.

Nach H. Walter (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1880, 4. Heft, pag. 639) besteht ein Unterschied zwischen der Qualität des cretacischen und der des eocänen Erdöls, ersteres soll wenig harzig, hell, hochgrädig und paraffinhältig, letzteres harzig, dunkel, schwachgrädig und wenig paraffinhältig sein. Sollte sich dieses Verhalten als constant erweisen, so würde es endlich auch einen Rückschluss zulassen auf das geologische Niveau der wenigen Erdölfundpunkte, bei welchen in dieser Beziehung noch ein Zweifel besteht. Wir können also auch für Rozpucie vielleicht von dieser Seite einmal einen Fingerzeig erwarten, wenn hier, wie es dermalen im Plane ist, die Oelexploitation wieder aufgenommen wird. Die früheren Versuche

sollen, wohl wegen zu geringer Tiefe der Schachte, nur geringe Erfolge ergeben haben.

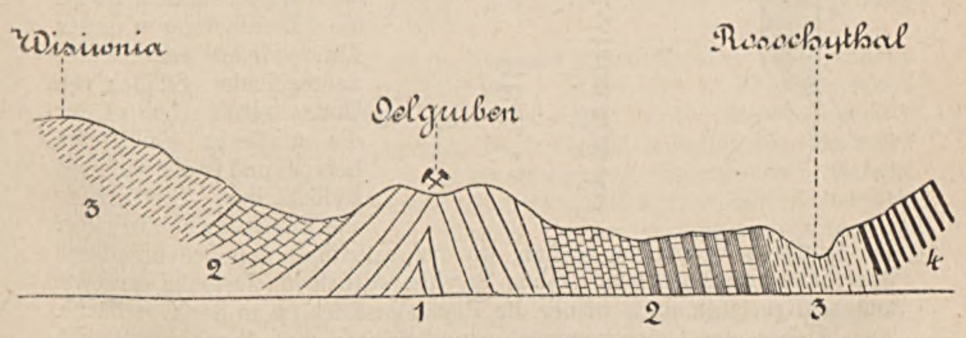
Der Aufbruch von Rozpucie ist dem Streichen nach nicht weiter zu verfolgen; der in der Fortsetzung desselben liegende Höhenzug des Chwaniów besteht ganz aus Menilitschiefern und diesen zugehörigen Sandsteinen.

3. Lopienka. Nach den Einzeichnungen von H. Walter befindet sich zwischen dem Santhale und dem Beskidkamme eine Zone cretacischer Karpathensandsteine, unter denen bei Luh, Buk, Lopienka, Stežnica etc. kleinere Aufbrüche von Ropiankaschichten hervortreten. Diesen gehört eine seit lange bekannte, auch auf der Generalstabskarte verzeichnete Naphthaquelle bei Lopienka, und ein Oelausbiss beim Meierhofe von Stežnica an. Nähere Angaben über die Vorkommen liegen mir nicht vor.

4. Klewa-Rosochy. Konnte ich bisher nur vereinzelte Vorkommnisse anführen, so gelange ich nun, gegen Osten vorschreitend, an ein auf etwas längere Erstreckung verfolgbares Oelrevier. Oestlich von Kroszczienko, bei Smolnica, schneidet ein von Nordwest nach Südost streichender Zug von Ropiankaschichten das Thal des Strwiaz-Flusses und die demselben folgende Bahnlinie der ungarisch-galizischen Eisenbahn. Dieser Zug erwies sich an vielen Stellen als ölführend. Nordwestlich vom Strwiaz-Thale besteht bei Klewa (no von Wolica) ein Bergbau, zahlreiche Oelspuren finden sich am Nordgehänge des Strwiaz-Thales, gegenüber von Smolnica. In der Erstreckung des Zuges südöstlich vom Strwiazthale, bestehen Bergbaue bei Rudawka und südwestlich von Rosochy in demselben.

Alle diese Punkte zeigten nach H. Walter (l. c. pag. 639) dieselbe, für die Vorkommen des neocomen Horizontes charakteristische Oelqualität, während zahlreiche, in der Gegend vorkommende eocäne Oelfundpunkte (von denen später die Rede sein wird) durchgehends Petroleum der minderen Qualität lieferten.

Die beifolgende Skizze zeigt die Lagerungsverhältnisse bei Rosochy. (Fig. 2.)



1. Ropiankaschichten, blaugraue Hieroglyphen-Kalksandsteine und Fucoiden-Kalkmergel.
2. Sandsteine und dunkle Schiefer.
3. Eocäne Sandsteine und Mergel.
4. Menilitschiefer mit Hornsteinbänken.

5. Kreciata. Etwas über 6 Meilen südöstlich von Rosochy, jedoch genau im Streichen des eben berührten Zuges, und zweifellos in derselben Anticlinale, liegt am Zubrica-Flusse, 5 Kilometer von der Einmündung desselben in den Stryj, das Oelvorkommen von Kreciata. Wir haben in dieser Anticlinale ein sehr gutes Beispiel jenes Wechsels in der Energie der einzelnen Faltenlinien vor uns, auf die ich oben bei Besprechung des Begriffs der „Oellinien" hinwies.

Fig. 3. Kreciata.

1. Ropiankaschichten.
2. Sandsteine der mittleren Gruppe.
3. Eocän-Sandsteine.
4. Menilitschiefer.

Die hier in Rede stehende Faltenlinie zeigt von Klewa über Smolnica, Rudawka, und die Gruben von Rosochy bis an den Leninabach (westlich von Lawrow) eine zusammenhängende Zone von Ropiankaschichten, beiderseits von Sandsteinen der mittleren Gruppe begleitet. Vom Leninathal südöstlich sieht man keine Ropiankaschichten mehr, dagegen noch auf eine kürzere Erstreckung die mittleren Sandsteine. Bei Stržilki, wo diese Anticlinale das Dniesterthal schneidet, beobachtet man beinahe nur mehr Eocän, nur eine kleine Partie entgegengesetzt (nördlich) fallender Fucoidenmergel könnte hier ein Auftauchen cretacischer Bildungen andeuten.

Weiter südöstlich wird die Faltenbildung in dieser Linie wieder energischer, tiefgreifender. Südlich von Turza treten schon wieder die mittleren Sandsteine hervor, und in der weiteren südöstlichen Fortsetzung des Zuges erscheinen unter den letzteren an solchen Stellen, wo die Anticlinale von bedeutenderen Querthälern geschnitten wird (so im Stryjthal östlich von Jasionka masiowa, und bei Kreciata), auch wieder die Ropiankaschichten an der Oberfläche.

Ueber das Oelvorkommen von Kreciata, wo über einem nach Norden übergeneigten Sattel von Ropiankaschichten jederseits Sand-

steine der mittleren Gruppe, dann Eocän, endlich Menilitschiefer zu beobachten sind, theilte mir Herr M. Vacek freundlichst den beifolgenden Durchschnitt mit. (Fig. 3.)

Das hier gewonnene Naphtha ist sehr rein, ursprünglich grünlich, später ganz hell, im durchfallenden Lichte röthlich. Die Ausbeute war bisher gering.

Noch weiter gegen Südosten findet die in Rede stehende Zone in der mächtigen Entwicklung cretacischer Bildungen südlich von Ober-Demnia bei Skole ihre Fortsetzung; doch scheint hier der Faltentypus durch mehrere Verwerfungslinien gestört zu sein, die Sandsteine der mittleren Gruppe herrschen hier vor, und sind mir aus dieser Gegend keine Oelfundpunkte bekannt geworden.

6. Kropivnik. Aus dem nächstnördlichen Parallelzuge cretacischer Bildungen, der, im Jablonkathale südlich von Bilics beginnend, sich südostwärts über Lenina wielka zieht, das Dniesterthal südlich von Łóžek gorny, das Stryjthal östlich von Korytyszcze und ein zweites Mal bei Rybnik schneidet, sind mir keine Erdölvorkommen bekannt. Der nächste Zug, der von Terszów (südlich von Staremiasto) bis in die Gegend zwischen Kropivnik und Schodnica zu verfolgen ist, enthält (nach M. Vacek) Oelspuren im Thale nördlich von Kropivnik nowy.

7. Mrażnica. Noch weiter nördlich als die letzterwähnte, folgt eine fernere Aufbruchswelle cretacischer Bildungen, die sich aus der Gegend von Zwor bei Sprynja über Podbuž, Opaka, Mražnica und Orów an das Stryjthal bei Stynawa hinzieht.

In Zwor wird, nahe an der Eocängrenze, ein Bohrloch abgeteuft, welches geringe Oelmengen ergab; die Verhältnisse wurden mir jedoch hier nicht so klar, um mit Sicherheit angeben zu können, mit welchem Oelhorizonte man es hier zu thun habe.

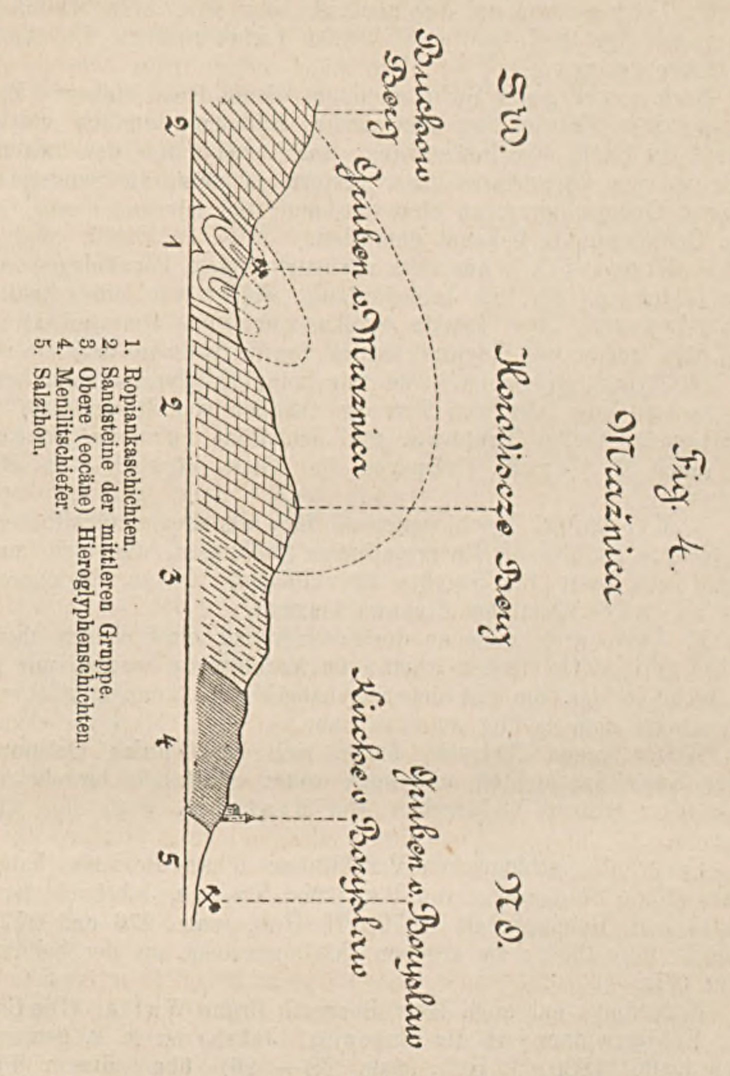
Weiter gegen Südosten finden sich bei Opaka Oelspuren in echten Ropiankaschichten, und noch weiter südöstlich besteht in denselben der grössere Oelbergbau von Mražnica, einer der ältesten Galiziens.

Ueber die geologischen Verhältnisse dieses Revieres haben wir bereits (Neue Studien etc. von Paul und Tietze, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1879, II. Heft, pag. 276 und 277) das Nöthigste mitgetheilt; sie ergeben sich ausserdem aus der beifolgenden Skizze (Fig. 4).

Neuerdings hat auch Herr Bergrath Bruno Walter (Die Chancen einer Erdölgewinnung in der Bukowina, Jahrb. der k. k. geologischen Reichsanstalt 1880, I. Heft, pag. 124—126) über diesen Fundort werthvolle Mittheilungen gemacht. Nach denselben sollen hier bei einer ungefähren Schachttiefe von circa 100 Meter aus den meisten Schächten durch circa 10 Jahre durchschnittlich je 1400 Kgr. Rohöl wöchentlich gewonnen worden sein. Der höchste Zufluss in einzelnen Schächten soll jedoch zeitweilig bis auf das Zehnfache dieses Quantums gestiegen sein.

Trotzdem man hier, wie an so vielen andern Punkten Galiziens, in unrationeller Weise wirthschaftete, die Productionsfähigkeit der einzelnen Schachte durch Anhäufung zu nahe situirter Nachbarschachte

beeinträchtigte, soll ein einziger Schacht einen Gesammt-Reinertrag von 200.000 fl. geliefert haben, und aus demselben floss seit 10 Jahren noch im Jahre 1878 Bergöl.

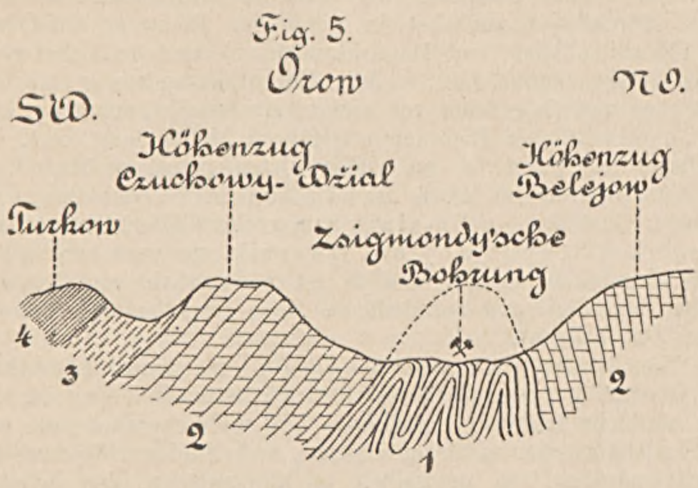


Ein so lange andauernder Zufluss aus einzelnen Schachten ist eine in den galizischen Oelrevieren seltene Erscheinung. Gegenwärtig ist dieser bedeutende Reichthum des Revieres der Erschöpfung nahe; gegen Ende des Jahres 1878 gaben noch 5 Schächte wöchentlich in Summa circa 5000 Kgr. Rohöl.

8. Orów. Etwa 7 Kilometer südöstlich von den Mražnicaer Gruben, an einer Horb genannten Localität, nordwestlich vom Orte Orów, ist das sogenannte Zsigmondy'sche Bohrloch in Ropiankaschichten abgeteuft. Es hat geringe Oelmengen ergeben, doch ist in demselben

ein ausserordentlich starker Gasauftrieb zu beobachten. Das Bohrloch hatte zur Zeit unserer Besichtigung eine Tiefe von circa 120 Meter. Etwas Oel war im 40.—50. Meter zugeflossen, darnach kam Salzwasser. Auch in Mražnica setzen häufig salzhaltige Schachtwässer zu.

Fig. 5.



1. Ropiankaschichten.
2. Sandsteine der mittleren Gruppe.
3. Eocänsandsteine.
4. Menilitschiefer.

Westlich vom Orte Orów im Walde finden sich 10 verlassene ältere Gruben, am Stolearabache, neben dem Hause des Bauers Vevelik, nicht unbedeutende oberflächliche Oelspuren.

Das Vorkommen von Orów scheint eine directe Fortsetzung desjenigen von Mražnica zu sein. Leider ist die kleine, die beiden Vorkommnisse trennende Wasserscheide zwischen dem Tysmienica-Bache, an welchem Mražnica, und dem Ropiani-Bache, an welchem Orów liegt, so bewaldet, dass wir hier keine geologischen Beobachtungen anstellen konnten.

B. Oelfundpunkte der oberen Karpathensandsteine (Eocän und Oligocän).

Um die zahlreicheren Erdölfundpunkte dieses Horizontes übersichtlich zu gruppiren, ohne durch die Gruppirung irrige Anschauungen in Betreff eines inneren Zusammenhanges der einzelnen Punkte hervorzurufen, scheint es mir am vortheilhaftesten, dieselben hier einfach nach den Wassergebieten der drei grösseren, das Gebiet durchziehenden Flüsse San, Dniester und Stryj aufzuführen. Die wenigen, in diese Rahmen nicht hineinfallenden Fundpunkte des östlichsten Galizien sollen anhangsweise erwähnt werden.

Die überwiegende Mehrzahl der hier in Betracht kommenden Vorkommnisse gehört unseren sogenannten oberen (eocänen) Hierogly-

phenschichten an. Die wenigen und ziemlich unbedeutenden Vorkommnisse in den oligocänen Menilitschiefern sind hier mit angeführt.

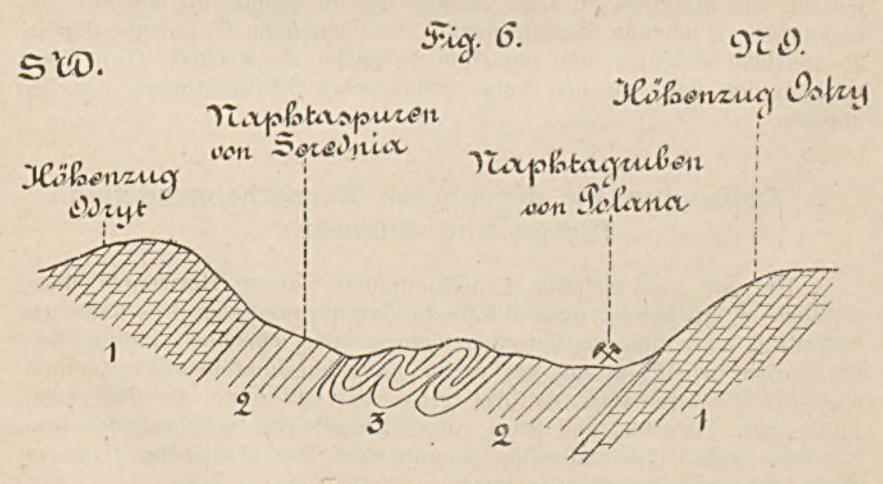
a) **Eocäne Erdölpunkte im Wassergebiete des San.**

1. Der Sanfluss entspringt bei Sianki am Nordgehänge des Beskidkammes, durchfliesst zunächst in nördlicher Richtung ein Oligocän-Gebiet (Menilitschiefer und Magurasandsteine) und tritt bei Sokoliki in einen ausgedehnten Zug eocäner Karpathensandsteine ein, dessen Streichen er nun (abgesehen von einigen starken Krümmungen) in vorwiegend nordwestlicher Richtung ungefähr 5 Meilen lang folgt.

Dieser Eocänzug ist an vielen Orten petroleumführend. Man beobachtete Spuren im Dorfe Dzwiniacz gorni (am linken Flussufer), beim Gasthause in Smolnik (am rechten Ufer), ferner auf der Höhe zwischen Stuposiany und Dwernik, wo auch bereits Schurfarbeiten eingeleitet werden; endlich ist südwestlish von Studenne (zwischen dem San- und Solinkaflusse) eine Naphthaquelle schon seit längerer Zeit bekannt.

2. Von Studenne an wird das Santhal aus einem Längsthale zu einem Querthale. Der Fluss durchbricht, nunmehr eine im Allgemeinen nördliche Richtung einhaltend, den, wahrscheinlich aus cretacischen Sandsteinen der mittleren Gruppe bestehenden Höhenzug Odryt, und tritt nördlich von demselben in die zwischen den Höhenzügen Odryt und Ostry sich hinziehende Eocänmulde von Rajskie-Lutowiska ein. Ungefähr in der Mitte ist dieser Mulde als höchstes Glied eine langgestreckte, vielfach gefaltete Partie von Menilitschiefern aufgelagert.

Am Südrande der Mulde finden sich Erdölspuren südlich von Rajskie (am linken Sanufer) und östlich von Serednia. Am Nordrande der Mulde werden nordöstlich von Polana auf Grund sehr reichlicher oberflächlichen Spuren soeben Schurfbaue eingeleitet. Den Bau dieser Mulde möge die beifolgende Skizze veranschaulichen (Fig. 6).



1. Sandsteine der mittleren Gruppe.
2. Eocäne Sandsteine und Mergel.
3. Menilitschiefer.

3. Ein dritter Eocän-Parallelzug, den der Sanfluss nach Durchbrechung der nordwestlichen Ausläufer des Ostry-Höhenzuges bei Sokole erreicht, enthält Gruben nordöstlich von Myczkow, Erdölspuren beim Meierhofe von Berezka und bei Solina.

4. Nördlich von Solina tritt der San wieder in eine breitere Aufbruchswelle cretacischer Bildungen, folgt bis Myczkowce und Zwierzyn dem Streichen derselben gegen Nordwest, wendet sich aber beim letztgenannten Orte, ohne in das nordöstlich sich erschliessende Eocängebiet von Uherce hinauszutreten, in scharfen Krümmungen wieder nach Südost und Südwest und tritt in dieser Weise wieder in die bei Solina verlassene Eocänzone zurück. Bei Zwierzyn mündet der von Nordost kommende Olszanicabach ein, an welchem das im Vergleiche zu den bisher erwähnten Fundpunkten weit bedeutendere Erdölvorkommen von Uherce liegt.

Der Zug eocäner Schichten, welchem dieses Oelvorkommen angehört, zeigt an ziemlich vielen Punkten seiner Streichungserstreckung Oelführung. So gehören demselben gegen Nordwesten von Uherce die (schon ausserhalb des in vorliegender Mittheilung behandelten Gebietes gelegenen) Oelfundorte Zagórz und Plowce an; gegen Südosten finden sich in demselben nach H. Walter (Ein Durchschnitt in den Mittelkarpathen, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1880, IV. Heft, pag. 648) Ausbisse ölführender Schichten in Lobozew, Zalobek etc.

Ueber die geologischen Verhältnisse in Uherce sagt H. Walter (l. c. pag. 640):

„In Uherce selbst findet man Schichten der Menilitgruppe und der ganze oberhalb des Dorfes befindliche Berg scheint aus dem Kliwasandstein zu bestehen. Dies bestätigt das Auftreten der gebänderten Hornsteine oberhalb Uherce gegen Orelec, wo am Wege gleich oberhalb des Dorfes schöne typische Hornsteine auftreten [1]). Unter den Hornsteinen liegt der Petroleumbergbau. Das Petroleum ist typisch eocän. Die Schichten bilden hier einen schönen Sattel, welcher im Eisenbahndurchschnitte sehr schön entblösst ist. Betrachtet man den Durchschnitt des Bergbaues von Bóbrka, wie er in den „Neuen Studien in der Sandsteinzone der Karpathen“ von Paul und Tietze, pag. 92, beschrieben ist, und vergleicht man näher die einzelnen Schichten mit denen von Uherce, so findet man eine Identität der geologischen Verhältnisse in jeder Beziehung, wie sie kaum wo anders zu finden ist. Als Controle des Gesagten dient das reichliche Petroleumvorkommen an beiden Orten. Uherce gehört wohl füglich zu den hoffnungsreichsten Petroleumbergbauen Galiziens.“

Ich kann nach einem allerdings nur flüchtigen Besuche der in Rede stehenden Localität die angeführten Bemerkungen Walter's betreffs der Uebereinstimmung mit Bóbrka bestätigen. Die letztgenannte Localität ist durch einen Nummulitenfund als eocän nachgewiesen; die ölführenden Schichten von Uherce liegen ausserdem unmittelbar unter

[1]) Für Leser, die mit der Geologie der karpathischen Sandsteinzone minder vertraut sind, füge ich zur Erklärung dieses Satzes bei, dass gebänderte Hornsteine als ein petrographisches Charakteristicum der Menilitschiefergruppe bekannt sind.



oligocänen Menilitschiefern und unterscheiden sich petrographisch in nichts von anderen eocänen Karpathen-Sandsteinen; die Zugehörigkeit derselben zum Eocän dürfte daher wohl keinem Zweifel unterliegen. Der Behauptung Strippelmann's (l. c. II, pag. 97), dass man in Uherce „zweifellos bereits in den neocomen Karpathen-Sandsteinen" baue, fehlt jede Begründung.

Im Jahre 1879 erzielte eine Bohrung in Uherce mit einem Male einen Oelzufluss von fünf Fass (ungefähr 30 Centner) per Tag, derselbe verminderte sich jedoch später und soll dieselbe Grube jetzt circa zwei Fass per Tag liefern.

5. Die weiter San abwärts im Wassergebiete dieses Flusses gelegenen Oelfundpunkte Lisko, Zagorz, Niebeszczany, Zahytyn, Plowce, Sanok, Witrilow, Ulucz etc. fallen schon ausserhalb der westlichen Begrenzungslinie des hier in Betracht gezogenen Gebietes.

Dagegen habe ich innerhalb desselben noch Oelspuren bei Bezmichowa, ferner in einem nördlicheren Parallelzuge den kleinen Bergbau von Wankowa zu erwähnen. Derselbe liegt bei der Häusergruppe Koziennec am Wege nach Ropienka, am Südfusse des aus Menilitschiefern bestehenden Höhenzuges Chwaniow in oberen (eocänen) Hieroglyphenschichten. In der nordwestlichen Streichungsfortsetzung und unter gleichen geologischen Verhältnissen finden sich Oelspuren bei Stankowa.

Endlich ist noch weiter nördlich ein isolirtes, mit keinem der bisher berührten in irgend einem Zusammenhange stehendes Vorkommen bei Lesczawa gorna zu erwähnen.

b. Eocäne Erdölfundpunkte im Wassergebiete des Dnjester und Strwiaz.

1. Der Strwiąż ist ein linksseitiger Nebenfluss des Dnjester, der von Ustrzyki dolny bis Chyrow das Gebirge in einem schönen, südwest-nordöstlich verlaufenden Querthale schneidet. Die Bahnlinie der „Ersten ungarisch-galizischen Eisenbahn" folgt diesem Thale, nachdem sie (westlich von Ustrzyki) die Wasserscheide zwischen San und Dnjester überschritten hat. Das Thal schneidet zwischen den Stationen Ustrzyki und Kroscienko ein, nur von wenigen kleineren cretacischen Aufbruchswellen unterbrochenes, dem Streichen nach sich weit gegen Nordwest und Südost ausdehnendes Eocängebiet, welches an mehreren Punkten petroleumführend ist.

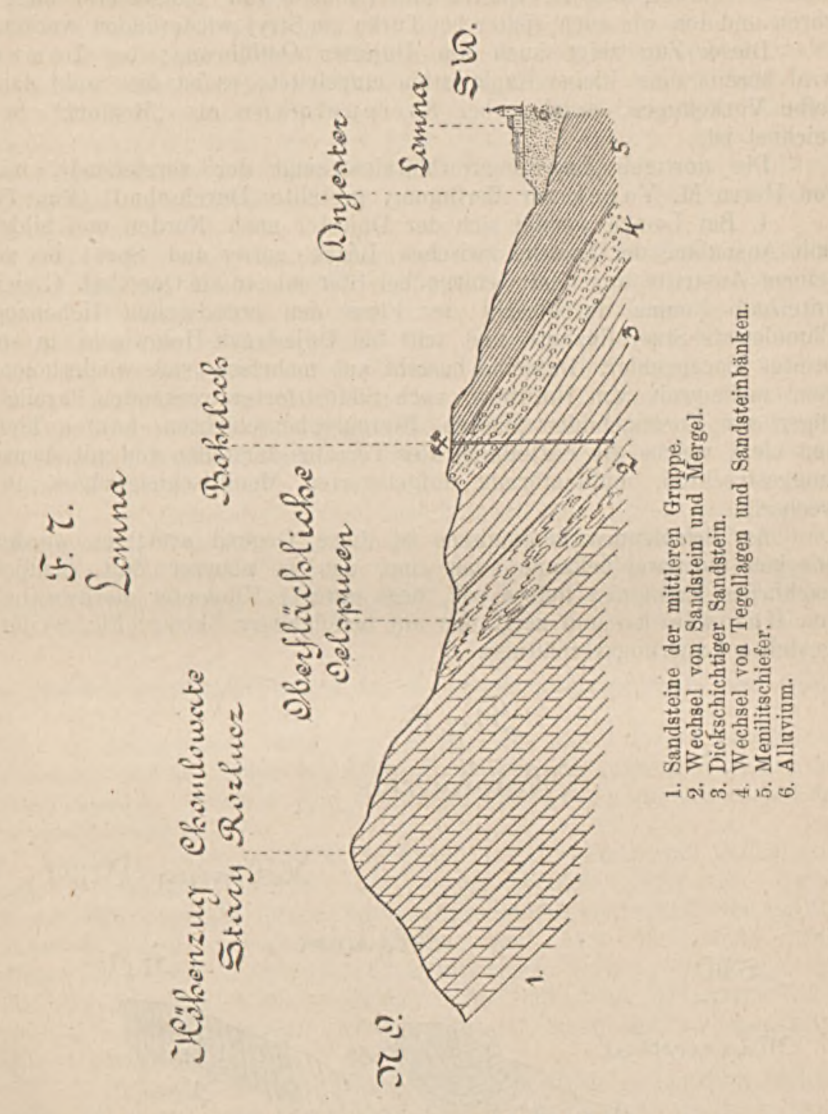
H. Walter sagt (l. c. pag. 639) über diese Gegend: „In Lodyna und Czerenina-Berehy besteht ein Petroleumbergbau und in Bandrów sind zahlreiche Naphtha-Ausbisse in der eocänen Formation vorhanden, welche sich auf einer grösseren Fläche ausdehnen und auch die Gebiete von Stebnik und Galowka einnehmen. In Galowka namentlich breitet sich das Naphthavorkommen aus, die Lagerung der Schichten ist regelmässig und ich halte diesen Ort für den hoffnungsvollsten der Umgegend."

Die südlich vom Orte gelegenen Gruben von Galowka, sowie die nahe südlich davon auftretenden Oelspuren von Mžaniec sollten streng genommen nicht hier, sondern bei Besprechung des Dnjesterthales auf-



geführt werden, da der Mžaniecbach, an dem diese Vorkommnisse liegen, bereits südöstlich dem Dnjester zufliesst.

Nördlich, ausserhalb der eben besprochenen Zone, aber ebenfalls noch im Eocän, liegt ein Oelfundpunkt westlich von Rudawka.



2. Weiter gegen Nordosten treten nach H. Walter (l. c. pag. 639) bei der Chausséebrücke unweit der Bahnstation Staržawa „Naphthaausbisse beim Flusse Strwiąž und auf dem Hügel in neocomen Schichten auf." Ich führe dieses Vorkommen hier vorläufig unter denjenigen des Eocän auf, da ich mich von dem Auftreten sicherer Neocomschichten an dem genannten Punkte nicht überzeugen konnte.

3. Der Dnjester entspringt bei Wolcze am Südgehänge des Rozlucz-Zuges und durchfliesst zunächst von Wolcze bis Lomna in einer Erstreckung von circa 9 Kilometer in einem Längenthale eocäne Bildungen, und zwar denselben Zug, dem die obenerwähnten Erdölfundorte Plowce, Zagórz, Uherce und Łobożew (im Sangebiete) angehören und den wir auch später bei Turka am Stryj wiederfinden werden.

Dieser Zug zeigt auch am Dnjester Oelführung; bei Lomna wird bereits eine kleine Exploitation eingeleitet; es ist dies wohl dasselbe Vorkommen, welches bei Strippelmann als „Rozlucz" bezeichnet ist.

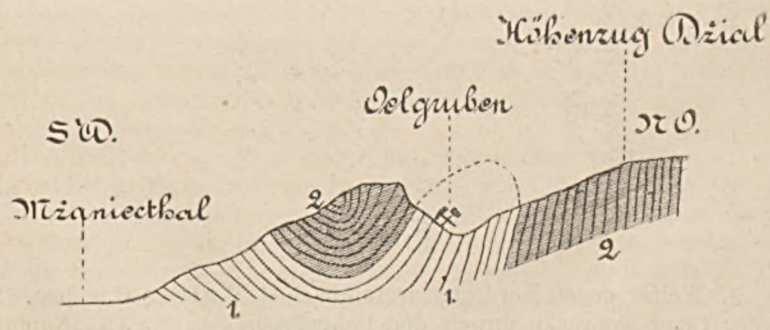
Die dortigen Lagerungsverhältnisse zeigt der vorstehende, mir von Herrn M. Vacek zur Verfügung gestellte Durchschnitt (Fig. 7).

4. Bei Lomna wendet sich der Dnjester nach Norden und bildet (mit Ausnahme der Strecke zwischen Łózek gorny und Spas) bis zu seinem Austritte aus dem Gebirge bei Staremiasto ein Querthal. Gleich unterhalb Lomna durchbricht der Fluss den cretacischen Höhenzug Chmolowate-Stary-Rozlucz und tritt bei Dnjestržyk-Holowiecki in ein breites Eocängebiet. Dasselbe besteht aus mehrfach sich wiederholenden, meilenweit von Nordwest nach Südost forterstreckenden Parallelzügen von Eocängebilden (oberen Hieroglyphenschichten, bunten Thonen etc.), welche die Sattellinien des Terrains darstellen und mit ebenso langgestreckten, muldenförmig aufgelagerten Menilitschieferzügen abwechseln.

An Petroleumvorkommnissen ist diese Gegend arm; es wurden mir hier nur zwei bekannt; das eine, das in neuerer Zeit ziemlich reichliches Erträgniss liefern soll, liegt etwa 1 Kilometer nordwestlich von Holowiecko und zeigt das auf beifolgender Skizze (Fig. 8) dargestellte Lagerungsverhältniss.

Fig. 8.

Holowiecko



1. Obere Hieroglyphenschichten.
2. Menilitschiefer.

Dieses Vorkommen liegt im Streichen des Zuges, dem das obenerwähnte Oelvorkommen von Galowka angehört.

Der zweite Punkt liegt auf der andern Seite des Dnjester bei Jasienica Zamkowa.

5. Dem Verlaufe des Dnjesterthales weiter abwärts folgend, finden wir in der näheren Umgebung desselben erst wieder im Leninathale westlich von Spas Oelspuren und sind hier auch bereits Schurfarbeiten begonnen worden.

6. Im nächsten westlichen Seitenthale, dem Jablonkathale, finden sich bei Bilics ziemlich reichliche Oelspuren auf beiden Thalseiten.

7. In Starasol nächst der Saline bestanden Oelgruben, die dermalen verlassen sind. Das Oel kam (nach Pošepny, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1865, III. Heft) aus Mergeln und Sandsteinen mit „Menilitopalen", also wohl aus unseren oligocänen Menilitschichten.

8. Die östlich vom Dnjesterthale mit diesem parallel gegen Nord-Ost laufenden Bäche von Wola-Blazowka und Sprynja vereinigen sich ausserhalb des Gebirges, fliessen in die Bystryca und mit dieser in den Dnjester, gehören somit ebenfalls zum Wassergebiete des letzteren.

Im erstgenannten dieser Thäler befindet sich bei Zwór ausser der bereits oben erwähnten Bohrung, die in wahrscheinlich cretacischen Schichten abgeteuft wird, weiter thalaufwärts ein zweiter Oelfundpunkt in sicherem Eocän. Ebenso im oberen Theile des Thales von Sprynja, südwestlich vom Orte.

9. Der äussersten Eocän- und Oligocänzone gegen das neogene Hügelland gehören wahrscheinlich die (von mir nicht besuchten) Oelfundpunkte von Pobiele und Ratoczina an, über welche Strippelmann (l. c. II, pag. 102) berichtet.

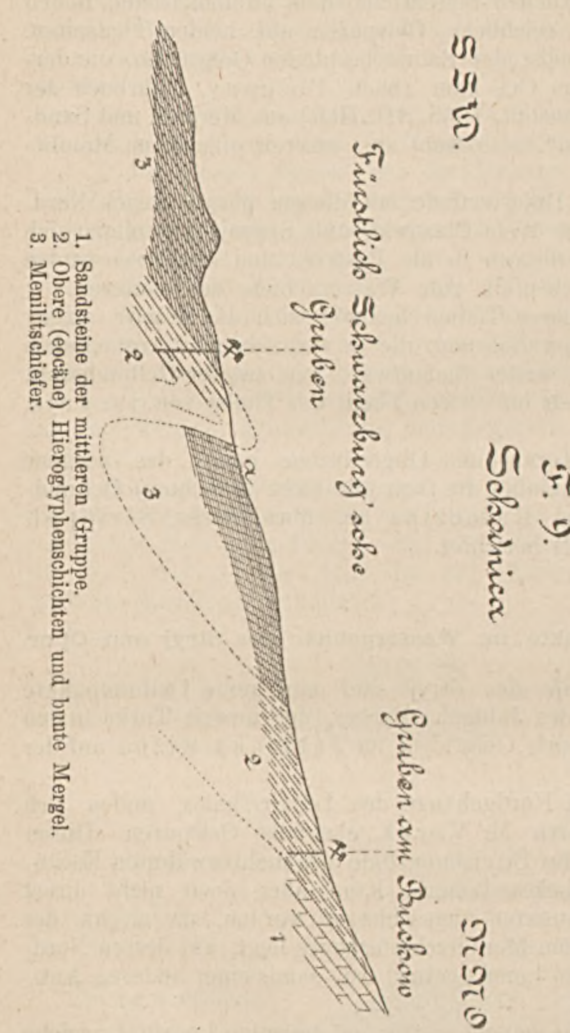
c. Eocäne Erdölfundpunkte im Wassergebiete des Stryj und Opor.

1. Am oberen Laufe des Stryj sind mir keine Oelfundpunkte bekannt; erst im Thale des Jablonka-Baches, der unweit Turka in den Stryj mündet, befinden sich Oelgruben im Jablonka wižna auf der rechten Thalseite.

2. Bei Turka, am Nordgehänge des Litmiržthales, finden sich nach Mittheilung von Herrn M. Vacek ebenfalls Oelspuren. Dieser Punkt fällt ungefähr in die Streichungslinie des mehrerwähnten Eocänzuges Plowce-Uherce-Lobožew-Lomna, kann aber doch nicht direct dieser Reihe von Fundpunkten angeschlossen werden, da er an der Südseite desselben schmalen Menilitschieferzuges liegt, auf dessen Nordseite das Vorkommen von Lomna situirt ist, somit einer anderen Anticlinale entspricht.

3. Schodnica. Wir gelangen nun an diejenige Localität, welche unter den dem Eocän angehörigen Petroleumrevieren Ostgaliziens zweifellos den ersten Platz einnimmt. Der Oelbergbau von Schodnica liegt an dem gleichnamigen Bache, etwa 3 Kilometer nordöstlich von der Einmündung desselben in den Stryj, 1½ Meilen südwestlich von Boryslaw und ist von den oben erwähnten (neocomen) Oelfundpunkten Mražnica und Orow durch den Höhenzug Buchow-Baziow-Ciuchovy-Džial getrennt.

In Schodnica bestehen die Baue des Fürsten von Schwarzburg-Sondershausen, die, von Herrn Director A. Knaur vortrefflich geleitet, in Bezug auf technische Anlagen und rationellen Betrieb sich vor allen übrigen ostgalizischen Oelbergbauen vortheilhaft auszeichnen, ferner die Gruben der „ersten galizischen Petroleum-Compagnie", und Schürfungen von einigen kleineren Unternehmern.



1. Sandsteine der mittleren Gruppe.
2. Obere (eocäne) Hieroglyphenschichten und bunte Mergel.
3. Menilitschiefer.

Die fürstl. Schwarzburg'schen Gruben durchteufen zunächst südwestlich einfallende Menilitschiefer, in denen einzelne eingebettete Sandsteinbänke (sogenannte Baudurki) bereits Petroleum, jedoch in geringer Menge, enthalten, erreichen jedoch ihren bedeutenden Oelzufluss erst unterhalb der Menilitschiefer in den eocänen „oberen Hieroglyphenschichten" in circa 160 Meter Teufe.

Ein Schacht dieser Unternehmung (Magdalenenschacht) lieferte seinerzeit 80 Centner per Tag und blieb später bei einem regelmässigen Tagesergebniss von circa 40 Centner; ein zweiter (Marienschacht) gab 70 Centner und liefert dermalen noch 25—30 Centner täglich. Die Schachte der Petroleumcompagnie sind etwas weniger ergiebig.

Von einer Gesammt-Productionsfähigkeit kann auch bei entwickelteren galizischen Petroleumrevieren schwer gesprochen werden, da durch die Eröffnung neuer Angriffspunkte, die Ergiebigkeitsschwankungen der älteren und verschiedene andere äussere Umstände in dieser Beziehung ein rascher Wechsel bedingt zu sein pflegt.

Die Lagerungsverhältnisse in Schodnica zeigt der beifolgende Durchschnitt (Fig. 9), welchem kaum eine weitere Erläuterung beigefügt zu werden braucht.

Die Gruben am Südwestgehänge des Buchow stehen gegenwärtig ausser Betrieb.

In der Streichungslinie der steilstehenden, nahezu senkrecht aufgerichteten Menilitschiefer (südöstlich vom Punkte *a* der vorstehenden Skizze) wird seit einiger Zeit ein Bohrloch abgeteuft; da es ganz unberechenbar ist, ob und in welcher Tiefe mit demselben die eocänen Hieroglyphenschichten zu erreichen sein werden, so muss dieser Bohrpunkt wohl als ein sehr unglücklich gewählter bezeichnet werden. In der That hatte man mit dieser Bohrung in einer Teufe von 160 Meter zwar Gase, aber noch kein Oel.

4. Südöstlich von Schodnica, im Streichen derselben Eocän- und Oligocänzone, liegen Oelfundpunkte im Pereprostina-Thale und nordwestlich von Urycs. Die von Strippelmann (l. c. II, pag. 108) ohne Motivirung hingestellte Behauptung, die Schichten von Urycs seien „zweifellos den neocomen Karpathensandsteinen zuzuzählen", ist irrthümlich.

Noch weiter gegen Südosten ist in der Streichungsfortsetzung derselben Bildungen bei Tuchanow (südöstlich von der Einmündung des Opor in den Stryj) ein Erdölvorkommen bekannt.

5. Im Querthale des Oporflusses, der sich nordöstlich von der Stadt Skole in den Stryj ergiesst, kenne ich nur bei Tuchla unbedeutende Oelspuren. Im oberen Theile des Holowczankathales, welches sich bei Tuchla mit dem Oporthale vereinigt, kommen solche Spuren bei Plawie und Rykow vor.

6. Weiter abwärts, bei Swiatosław, fliesst die Orava in den Opor. Folgt man von diesem Vereinigungspunkte im Orawathale aufwärts der nach Munkacs führenden Poststrasse, so gelangt man an den Oelfundort Koziowa. Bei diesem Orte stehen Menilitschiefer in allen ihren bekannten typischen Varietäten in mächtiger Entwicklung an; dieselben fallen zuerst (beim nördlichen Ende des Ortes) nach Südwest, dann nach Nordost, dann wieder nach Südwest. Einige dünne, den Schiefern eingebettete Sandsteinlagen zeigen sich an der Oberfläche mit Petroleum imprägnirt. In festen, etwas kalkigen Lagen finden sich Schnürchen eines asphaltartigen Gebildes mit dem Gesteine verwachsen. Ausser einigen älteren, verlassenen Schachten befindet sich hier eine Dampf-Bohrung. Man hatte mit derselben den Versuch gemacht, eine imprägnirte Sandsteinschichte, die man im Flussbette einmal mit südwestlichem, ein zweites Mal mit nordöstlichem Einfallen ausbeissen sieht, welche somit mit synklinaler Schichtenstellung eine kleine locale Mulde für sich zu bilden scheint, in ihrem Muldentiefsten aufzuschliessen und dieselbe auch wirklich in der erwarteten Tiefe erreicht. Der Oelzufluss war jedoch ein sehr geringer.

Hiernach wäre also eine, an sich nicht unrationell auf Erschliessung einer Muldentiefe berechnete Anlage von einem Misserfolge begleitet gewesen. Man darf jedoch aus einem derartigen Falle keine verallgemeinernden Schlüsse ziehen. Einerseits ist es keineswegs vollkommen sicher, dass die beiden Sandsteinschichten, die man zu Tage treten sieht und für identisch nahm, das auch wirklich sind, dass man es also auch wirklich mit einem Muldentiefsten zu thun hatte; andererseits sind die den Menilitschiefern eingeschalteten Sandsteinbänke

(wohl ihrer Gesteinsbeschaffenheit wegen) erfahrungsmässig nirgends besonders ölreich und können namentlich dort, wo sie, wie in Koziowa, nur geringe Mächtigkeit haben, nicht der Ansammlungsort bedeutenderer Oelquantitäten sein. Koziowa dürfte daher, wie ich glaube, wohl niemals eine hervorragende Rolle unter den Petroleum-Productionsorten Galiziens spielen.

Aus welchen Gründen Strippelmann (l. c. II, pag. 108) die Schichten von Koziowa, welche die sämmtlichen, jedem Karpathen-Geologen bekannten charakteristischen Merkmale der oligocänen Menilitschiefer in sich vereinigen, „den älteren eocänen Gebilden" zuzählt, ist mir nicht bekannt.

7. Verfolgt man von Koziowa das Orawathal weiter aufwärts bis zum Dorfe Orawa und wendet sich hier gegen Nordwest, so gelangt man an den erst seit wenigen Jahren eröffneten Petroleumbergbau von Pohar. Im Thale von Pohar stehen allerorts mit südwestlichem Einfallen Menilitschiefer mit denselben untergeordneten Sandsteinlagen an; unter denselben liegen auf der Nordseite des Thales eocäne „obere Hieroglyphenschichten". Die Oelgruben liegen nordwestlich vom Orte, an der Grenze dieser beiden Bildungen, durchteufen die Menilitschiefer und finden (ganz ähnlich wie in Schodnica) ihren Oelzufluss in den Hieroglyphenschichten.

Die Schichten streichen nordwestwärts nach Krywe, wo ebenfalls Oelspuren bekannt und Grubenbaue begonnen sind.

d. Eocäne Erdölfundpunkte im östlichsten Theile Galiziens.

Vom Stryj und Opor südostwärts folgt nun eine grössere Lücke von hierher gehörigen Fundpunkten.

1. Bei Mizuń und Weldžirž (an der Swica) sollen Spuren vorkommen; beim letztgenannten Orte sah ich zwar alte Schachthalden, die von Eisensteinschürfungen herrühren, aber kein Erdöl.

2. Weiter südöstlich wurden bei Maydan (südwestlich von Stanislau) schon vor längerer Zeit Petroleumgruben eröffnet. Dieselben liegen im Lukwathale zwischen den Bergen Kosmaczura und Petryszinagora, isolirten, allseitig von Berglehm umgebenen, vor den Karpathenrand vorgeschobenen Inselbergen, die aus oligocänen Sandsteinen (dem sogenannten, häufig im Hangenden der Menilitschiefer auftretenden „Kliwasandsteinen") bestehen. In Folge dieser Position ist es nicht vollkommen sicher, ob das am Fusse dieser Berge in geringen Tiefen gewonnene Bergöl wirklichen Liegendschichten dieses Sandsteins (Menilitschiefern oder Eocän) oder vielleicht steil anlagernden neogenen Salzthongebilden entstamme. Die auf den Schachthalden herumliegenden Stücke geben darüber keinen Aufschluss; hieroglyphenführende Gesteine sah ich übrigens darunter nicht. Die Production war hier niemals bedeutend; ein circa 30 Meter tiefer Schacht soll $2^1/_2$ Centner per Tag gegeben haben.

3. In neuester Zeit wurden zwischen Nadworna und Pasieczna Oelgruben eröffnet, die ziemlich ergiebig sein sollen, über die mir jedoch noch keine näheren Daten vorliegen.

4. Noch weiter gegen Südost vorschreitend, finden wir Oelspuren bei Jablonica am Tartarenpasse, nahe der ungarischen Grenze.

5. Bei Kosmacz (an der Grenze gegen Akresory) sind nicht unbedeutende Asphaltlager bekannt; es wurde hier auch seinerzeit Asphalt gewonnen und beim Baue der Salinen Delatyn, Kossov etc. verwendet.

6. Bei Brustury und Prokurawa (südlich von Kolomea) befinden sich 10 Oelbrunnen von geringer Tiefe und unbedeutender Ergiebigkeit.

7. Endlich wurden bei Żabie am Cseremosz Erdölspuren bekannt.

Im Allgemeinen stehen die dem Eocän und Oligocän angehörigen Oelfundpunkte dieses östlichsten Theiles von Galizien (vielleicht mit Ausnahme des Vorkommens bei Nadvorna) hinter denen der westlicheren Gebiete weit zurück. Etwas mehr Bedeutung haben einige, dem Neogen angehörige Fundpunkte dieses Landestheils, die im nächstfolgenden Abschnitte Erwähnung finden sollen.

C. Oelfundpunkte der neogenen Salzformation.

Der Complex von Thonen, Sanden, Sandsteinen, Conglomeraten, Haselgebirge, Steinsalz- und Gypslagern, den wir gewöhnlich unter dem Namen der „neogenen Salzformation" oder „Salzthongruppe" zusammenzufassen und dem älteren Miocän (der „ersten Mediterranstufe") zuzuzählen pflegen[1], umsäumt bekanntlich von der Gegend südlich von Přemysl an ununterbrochen, nur von Diluvien stellenweise verhüllt, den Nordostrand der Karpathen bis in die Bukowina und noch weiter in die Moldau.

Diese Zone, die sich sowohl in petrographischer, als tektonischer Beziehung noch nahe an die Gebilde der eigentlichen Karpathensandsteine anschliesst, enthält eine Reihe von Petroleumfundpunkten und stellt die äusserste karpathische Oelzone dar; die sich gegen Nordosten anschliessenden, der zweiten Mediterranstufe entsprechenden Bildungen des galizischen Hügellandes sind, soweit dermalen bekannt, ganz ölleer.

Nur in diesem Horizonte tritt, so weit die bisherigen Erfahrungen reichen, Erdwachs (Ozokerit) in bedeutenderen Mengen als Begleiter des Petroleums auf; da jedoch Spuren dieses wirthschaftlich so werthvollen Stoffes auch in älteren Niveaus hie und da gefunden wurden (z. B. bei Menczina mala in Westgalizien), so ist dieser Erfahrungssatz wohl vorläufig noch nicht als feststehendes Gesetz aufzufassen, umsomehr, als unsere Anschauungen über die Genesis des Ozokerits, über die möglichen Beziehungen des Nebengesteins zur Ozokeritbildung und über das Verhältniss zwischen Ozokerit und Petroleum noch sehr der wünschenswerthen Klarheit entbehren.

Der Ozokerit galt lange ziemlich allgemein als ein Umwandlungsproduct des Petroleums, ohne dass es, meines Wissens, irgend Jemandem gelungen wäre, den hierbei supponirten Process vom physikalischen

[1]) Nach Hilber (Verhandl. d. k. k. G. R.-A. 1881 Nr. 8) entspricht der höhere, gypsreiche Theil der Salzthongruppe bereits der zweiten Mediterranstufe.

und chemischen Standpunkte genügend zu erklären. Dagegen hat Professor F. Kreutz in neuerer Zeit die Ansicht, dass der Ozokerit nicht aus Petroleum entstanden sei, sondern dass beide Stoffe „gleichzeitige Producte der Zersetzung von organischen Substanzen" seien, bestimmt betont, und eine Reihe von Gründen angeführt, die diese Ansicht allerdings als sehr plausibel erscheinen lassen. (S. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1881, Nr. 2.) [1])

Auch theile ich vollkommen die in demselben Aufsatze von Kreutz vertretene Ansicht, dass das Erdöl der neogenen Salzformation sich in derselben gebildet habe, und nicht, wie vielfach (z. B. bei Strippelmann l. c. II, pag. 80) behauptet wird, aus älteren Bildungen in dieselbe eingedrungen sei. Ist diese Ansicht doch nur eine Anwendung unserer für alle karpathischen Oelhorizonte stets festgehaltenen Grundanschauung auf einen speciellen Fall.

Die Bedenken jedoch, die Professor Kreutz bezüglich der Ursprünglichkeit des Erdöls der Ropiankaschichten ausspricht, kann ich nicht theilen; dieselben veranlassten bereits Dr. E. Tietze (Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1881, Nr. 4) zu einigen kritischen Bemerkungen, denen ich mich vollkommen anschliesse.

---

[1]) Prof. Kreutz sagt in seinem citirten Aufsatze (Verhandl. d. k. k. geol. Reichs-Anst., 1881, Nr. 2) über diesen Gegenstand wörtlich: „Der Ozokerit steht aber wahrscheinlich in einem anderen Verhältniss zum Erdöl, es hat sich nicht eines aus dem anderen gebildet, sondern beide sind wohl gleichzeitige Producte der Zersetzung von organischen Substanzen, deren fester Rückstand der Ozokerit ist, welcher sich von dem gemischten Producte abgeschieden hat".

Meine eigenen Erfahrungen in dem karpathischen Ozokeritreviere gaben mir keine Veranlassung, gegen diese Anschauung eine Einwendung zu erheben.

Nun wurde aber bald nach Erscheinen der citirten Mittheilung (während der Drucklegung vorliegender Arbeit) von Prof. Kreutz ein zweiter Aufsatz über denselben Gegenstand eingesendet (siehe Verhandl. d. k. k. geol. Reichs-Anstalt 1881, Nr. 8), in welchem es wieder wörtlich heisst: „Es unterliegt gewiss keinem Zweifel, dass Ozokerit und Naphtha in genetischem Zusammenhang stehen, dass sich eines in das andere umbildet; sind nun aber die Ozokeritmassen nicht aus Erdöl entstanden, so hat sich Naphtha aus Ozokerit gebildet."

Wie Jedermann sieht, ist das gerade das Gegentheil der früheren Behauptung. Man wird mir wohl erlassen, Stellung zu nehmen zu theoretischen Anschauungen, die von ihrem Autor selbst in so kurzer Zeit so wesentlichen Modificationen unterzogen werden, die also das Stadium schwankender individueller Ansichten noch nicht verlassen haben.

Interessant und zu ferneren Beobachtungen und Studien anregend bleiben jedenfalls die von Prof. Kreutz zur Stütze seiner letzteren Ansicht angeführten Erwägungen; vollkommen spruchreif ist jedoch diese Frage meiner Ansicht nach vorläufig nicht.

Ein näheres Eingehen auf die genetischen Beziehungen zwischen Ozokerit und Naphtha kann ich übrigens hier umsomehr unterlassen, als diese Specialfrage für die Praxis ziemlich irrelevant ist, während die genetischen Hauptfragen (zu denen wir schon in unseren „Neuen Studien" etc. pag. 107 Stellung nahmen) sowie Feststellungen über das Vorkommen und die Vertheilung der in Rede stehenden Producte (wie sie in vorliegender Arbeit versucht werden) für praktische Zwecke von directerer Bedeutung sind. In Arbeiten, wie die vorliegende, die praktische Benützbarkeit anstreben, muss man sich überhaupt, wie ich glaube, in Beziehung auf theoretische Speculationen eine gewisse Reserve auferlegen, um nicht Positives durch Vermischung mit Hypothetischem zu discreditiren.

Dies zur Entschuldigung, wenn ich hier auf einen Gegenstand nicht weiter eingehe, dessen Erörterung an dieser Stelle vielleicht von mancher Seite erwartet worden sein mag.

Bei der Betrachtung der einzelnen Fundpunkte der neogenen Salzthonzone können wir wieder in der Richtung von Nordwest gegen Südost vorgehen.

1. Strželbice. Der Petroleumbergbau von Strželbice (3 Kilometer südwestlich von Starasol) liegt nicht im Hauptzuge der neogenen Salzformation, sondern in einer kleinen, isolirten Neogenpartie, die, von vorwiegend der Menilitschiefergruppe zugehörigen, stellenweise durch kleinere Aufbrüche von älterem Eocän unterbrochenen Gebilden umgeben, sich im oberen Theile des Smolankathales hinzieht und eine stark zusammengedrückte Mulde darstellt.

Das ölführende Gestein sieht man im Bachbette der Smolanka selbst anstehen; es ist ein mürber, mehrere Meter mächtiger Sandstein mit einzelnen festen Knollen, der auffallend stark mit Oel imprägnirt ist; ausserdem finden sich blaue Thone, Conglomerate und andere Gesteinsvarietäten, die alle den Gebilden der neogenen Salzformation so vollkommen gleichen, dass ich keinen Anstand nehme, sie mit diesen trotz der isolirten Position des Vorkommens zu identificiren. Auch F. Pošepny, der diesen Punkt im Jahre 1867 besuchte, hält ihn (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1865, III. Heft, pag. 356) für miocän.

Die Lagerungsverhältnisse sind hier sehr gestört und verworren, das Schichtenfallen bald steil, bald flach, auch das Streichen variirt von der ost-westlichen Richtung bis zur nordwest-südöstlichen. Es ist daher hier nicht leicht zu bestimmen, in welcher Tiefe die am oberen Ende des Thales angelegten Schachte das Hauptniveau des Oeles, nämlich den obenerwähnten Sandstein erreichen. Die Schachte gaben übrigens schon von der zehnten Klafter an geringe Mengen von Petroleum; auf den Halden sah ich vorwiegend blaue Thone, der eigentliche Oelsandstein war, wie mir schien, bei meiner Anwesenheit (1879) noch von keinem erreicht.

2. Zwischen den Thälern der Bystrica und Tysmienica finden sich in dem, den Karpathen vorliegenden flachen Hügellande an mehreren tiefer gelegenen Punkten Oelspuren im Neogen, so zum Beispiel bei Urož und in Nahujowice. Beim letzteren Orte sind auch einige Schachte von circa 20 Klafter Tiefe abgeteuft.

3. Boryslaw. Wir gelangen nun an denjenigen Productionsort, über den als Hauptfundort des so werthvollen Ozokerits wohl bereits mehr geschrieben wurde, als über alle anderen galizischen Oelreviere. Die Mehrzahl der im Eingange vorliegender Mittheilung angeführten Autoren machten die statistischen und wirthschaftlichen Verhältnisse von Boryslaw, die eigenthümliche Art des dortigen Bergbaubetriebes und der dort herrschenden socialen Verhältnisse zum Gegenstande mehr oder weniger eingehender Erörterungen [1]). Ich kann mich daher, um die Literatur nicht mit überflüssigen Wiederholungen zu belasten, in diesen Beziehungen ganz kurz fassen; nur über das geo-

[1]) Eine kurze, aber recht brauchbare Zusammenstellung auf diesen Gegenstand bezugnehmender Daten enthält u. A. die anlässlich der ungarischen Landesausstellung in Stuhlweissenburg von der „Ersten ungarisch-galizischen Eisenbahn“ herausgegebene Broschüre: Ueber Erdwachs, Erdöl und die aus diesen Rohstoffen zu erzeugenden Producte“, Wien 1879.

logische Vorkommen selbst werden einige Bemerkungen erforderlich sein.

Das Erdöl- und Erdwachsrevier von Boryslaw liegt $1^1/_2$ Meile südwestlich von der Stadt Drohobycs und ist mit der von Chyrow nach Stryj führenden „Dnjester-Bahn" durch eine Zweigbahn verbunden. Das Revier, dessen grösste Längenausdehnung 1950 Meter, dessen grösste Breite 700 Meter beträgt, bedeckt eine Fläche von 150 Joch, auf welcher nicht weniger als circa 12.000 Schächte zerstreut sind, von denen im Jahre 1877 noch 2544 Oelschächte und 935 Erdwachsschächte in Betrieb standen. Die tieferen dieser Schächte erreichen gegenwärtig Teufen von circa 160 Meter. Die Schachte liegen oft nur wenige Meter von einander entfernt und sind meistentheils (mit Ausnahme derjenigen einer französischen Gesellschaft) eng, und mangelhaft versichert.

Die Production Boryslaws an Erdwachs betrug (nach den Aufzeichnungen der k. k. Grubeninspection in Boryslaw) im Jahre 1876 187.000 Zollcentner, 1877 203.000 Zollcentner, 1878 204.000 Zollcentner; Strippelmann gibt (l. c. II, pag. 102) die frühere Erdwachsproduction sogar mit 350.000—360.000 Ctr., die gegenwärtige mit circa 250.000 Centner an.

Die Petroleumproduction von Boryslaw betrug früher (nach Windakiewics) über 200.000 Centner jährlich, gegenwärtig nur mehr 30—35.000 Centner, da man sich jetzt mit mehr Vorliebe der weit lucrativeren Erdwachsproduction zuwendet.

Diese Ziffern documentiren genügend die hohe volkswirthschaftliche Bedeutung des in Rede stehenden Revieres.

Das Vorkommen des Erdöls unterscheidet sich nicht wesentlich von dem anderer karpathischer Oelreviere; von besonderem Interesse ist das Vorkommen des Erdwachses (Ozokerits).

Die das Boryslawer Revier zusammensetzenden Schichten der neogenen Salzformation grenzen gegen Süden an die hier den Karpathenrand bildenden oligocänen Menilitschiefer, und fallen wie diese zunächst am Karpathenrande widersinnisch nach Südwest, liegen ungefähr in der Mitte des Revieres an der Oberfläche ziemlich flach und fallen endlich im nördlichen Theile desselben nach Nordost; sie bilden also ungefähr in der Mitte des Reviers einen Sattel.

Es ist nun sehr bemerkenswerth, dass die Hauptregion des Ozokerits mit diesem Schichtensattel zusammenfällt. In der Nähe der durch den Scheitel dieses Sattels bezeichneten Antiklinale findet sich der Ozokerit theils in dünnen, den Schichten eingefügten Lagen, theils, und zwar vorwiegend, als Ausfüllungsmasse von die Schichten durchsetzenden gangartigen Sprüngen und Zerklüftungsräumen, die zuweilen ziemlich bedeutende Dimensionen erreichen und dann die eigentlichen Träger des Wachsreichthums darstellen. Weiter von der Scheitellinie sich entfernend, findet man den Ozokerit nur mehr in geringerer Menge und nur in höheren Niveaus, endlich noch weiter nur mehr Erdöl.

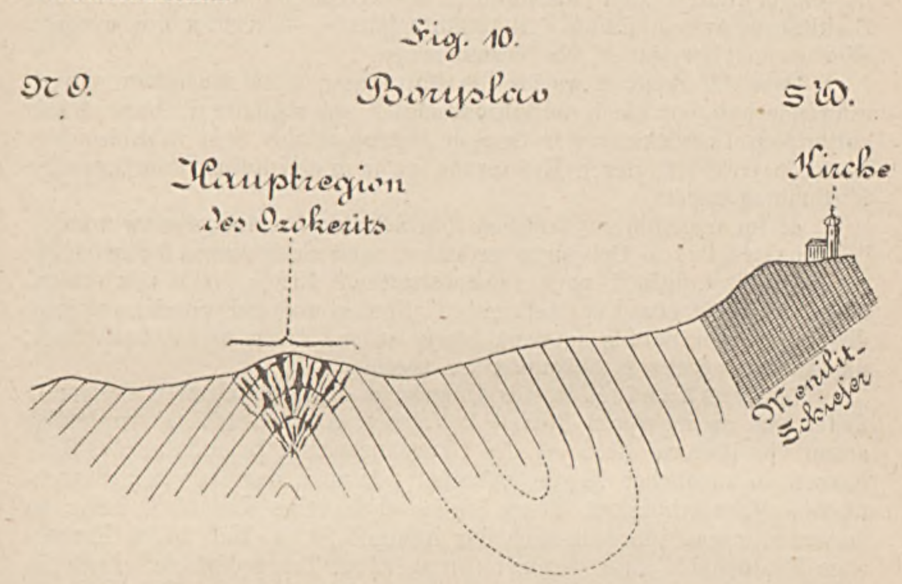
Diese Art des Vorkommens erklärt sich durch den in vorliegender Mittheilung schon mehrfach betonten Satz, dass die Scheitel der karpathischen Faltensättel in Folge der dort nothwendig erfolgten gröss-

ten Spannung der Gesteinsschichten zugleich stets die Regionen der bedeutendsten Zerklüftungen darstellen.

Die Existenz solcher Zerklüftungen war die Bedingung zur Ansammlung des Ozokerits, der als fester Körper nicht, gleich dem Petroleum, in mürben Sandsteinen aufgesaugt werden konnte.

Da die relativ höheren Schichten eines Sattels, grösserer Spannung unterworfen als die tieferen, auch mehr Zerklüftungserscheinungen zeigen müssen als letztere, so erklärt sich auch die durch die Erfahrung gegebene Thatsache, dass man in der äusseren Ozokeritregion nur in höheren Horizonten noch mit Ozokerit erfüllte Hohlräume antraf.

Die beifolgende schematische Skizze (Fig. 10) möge das Gesagte veranschaulichen.



Es ist eine logische Consequenz meiner Anschauung über das Boryslawer Ozokeritvorkommen, dass ich in bedeutenderen Tiefen, wo die Schichten zusammengedrückter, die Zerklüftungserscheinungen untergeordneter sein müssen, die Erschliessung weiterer namhafter Ozokeritmengen nicht für wahrscheinlich halte. Wir haben indessen mit der gegenwärtig erreichten Teufe von kaum 200 Meter wohl die untere Grenze der Zerklüftungsregion noch nicht erreicht.

Uebrigens sind die in der reichsten Region dicht aneinandergedrängten, keiner neuen Anlage Raum lassenden Boryslawer Wachsschächte meist so eng und schadhaft, dass eine bedeutende Verteufung derselben an sich ausgeschlossen ist.

Es ist nicht uninteressant, dass wir an den beiden wichtigsten bergbaulichen Productionsorten Galiziens, Wieliczka und Boryslaw, mit derselben geotektonischen Erscheinung zu rechnen haben [1]). Derselbe

[1]) Vgl. Paul, Die Lagerungsverhältnisse von Wieliczka. Jahrb. d. k. k. g. R.-A. 1880, IV. Heft.

nordwärts wirkende Gebirgsschub, der die Salzflötze von Wieliczka zu steilen Falten zusammenbog, richtete auch den Boryslawer Schichtensattel auf und schuf so die Bedingungen zur Ansammlung eines Productes, durch dessen Ausbeutung bereits Millionen gewonnen wurden.

Hier wie dort genügen aber auch die aus der Betrachtung des Gesammtbaues der Karpathen resultirenden Grundanschauungen zum Verständniss des Vorkommens. Ebensowenig wie in den Lagerungsverhältnissen von Wieliczka, liegt in dem Erdwachsvorkommen von Boryslaw irgend etwas Abnormes, und wir brauchen zur Erklärung des letzteren nicht zu den so beliebten Hypothesen von tiefen Spalten, Emanationen und Condensationen von Kohlenwasserstoff-Gasen etc. unsere Zuflucht zu nehmen. Ein Zersetzungsproduct organischer Materie, das in einem durch den Faltenwurf des Gebirges bedingten localen Zerklüftungssystem Raum zur Anhäufung fand — das ist mit wenigen Worten das Boryslawer Wachsvorkommen.

Dass die Schätze, welche die Natur hier dem Menschen so verschwenderisch bot, doch verhältnissmässig so wenig zur Hebung der culturellen Entwicklung der Gegend beitrugen, das liegt in zahlreichen äusseren Gründen, deren Erörterung nicht in den Rahmen vorliegender Mittheilung gehört.

4. Im ungefähren Streichen der Schichten von Boryslaw wurden bei Tustanowice Oelspuren gefunden, und auch einige Schurfarbeiten eingeleitet, jedoch ohne nennenswerthen Erfolg. Wie mir schien, hatte man sich etwas zu weit gegen Norden von der Streichungslinie des Boryslawer Sattels entfernt, doch ist das Terrain zu bewachsen, um hierüber Sicheres behaupten zu können.

5. Truskawiec. In der Umgebung dieses bekannten Badeortes findet sich an mehreren Stellen Petroleum. Auch Erdwachs wurde hier schon vor längerer Zeit, bei der Grundaushebung beim Baue des Badhauses, in ziemlicher Menge gefunden; da man damals von der technischen Verwerthbarkeit dieses Stoffes noch keine Kenntniss hatte, so verwendete man ihn anlässlich der Ankunft Sr. k. Hoheit des Erzherzogs Ferdinand d'Este zu einer brennenden Triumphpforte. Auch im Garten des Forsthauses wurde bei einer Schachtanlage Erdwachs gefunden; man kam hier in der zehnten Klafter auf Salzwasser und stellte die Grabung wegen zu starker Gasentwicklung ein.

Am Rande des Cameralwaldes Kržiwca bestehen schon seit langer Zeit zahlreiche Gruben, welche Petroleum von besonders guter Qualität (47° B.) liefern. Hier wurde im Jahre 1877 in einem nur 14 Klafter tiefen Schachte ein ausnehmend starker Oelzufluss erschlossen, welcher den Schacht auf mehrere Klafter ausfüllte. Ungeachtet fortwährenden Schöpfens nahm die Menge im Schachte stetig zu. Während der Abteufung zeigte sich gar kein Wasser im Schachte, das Bergöl strömte plötzlich zu und man hoffte auf grosse andauernde Ergiebigkeit. Diese Hoffnung erfüllte sich indessen nicht. Als ich den Punkt im Jahre 1879 wieder besuchte, war der Zufluss im ganzen Reviere ein sehr geringer und wurde nur wöchentlich einmal abgeschöpft.

Endlich befinden sich noch Gruben im Walde Pomiarki.

6. Bolechow. Etwa eine halbe Stunde in nördlicher Richtung von der Stadt befinden sich am Kliništje-Bache im ärarischen Walde

einige ältere Gruben. Der Oelzufluss hatte schon in der dritten Klafter begonnen, einer der Schachte gab im Jahre 1871 in einer Tiefe von 45 Klafter 30 Centner per Tag; später nahm die Menge ab, die Petroleumpreise sanken und die Unternehmer geriethen in Geldverlegenheit, wodurch ein energischerer Betrieb dieses, wie ich glaube, hoffnungsreichen Revieres verhindert wurde. 1875 wurden noch 154 Centner abgeschöpft. Das Petroleum kommt hier in einem mürben, blätterigen, lichtgrauen Sandstein vor, der östlich von den Gruben auch am Ufer des Sukielflusses ansteht und dort mit grauen, sehr gypsreichen Tegeln in Verbindung steht.

7. Weiter südostwärts der Zone der den Karpathenrand begleitenden Salzthonbildungen folgend, finden wir Oelspuren bei Kniežaluka und Javorow (nördlich von Mizun) und auf der Gemeinde-Hutweide nördlich von Dolina, wo sich auf einigen natürlichen Tümpeln und seichten Brunnen besonders paraffinreiches Erdöl in ziemlicher Menge ansammelt. Ich halte dieses, bergbaulich noch gar nicht exploitirte Terrain für ein sehr erfolgversprechendes.

8. Džwiniacz. Dieser Fundort liegt circa 4 Meilen südsüdwestlich von Stanislau. Zahlreiche Schachte und Bohrungen, die bis zu Teufen von 200 Meter niedergehen, ergaben vorwiegend in Tiefen von 10—25 Meter Erdöl und Erdwachs. Unter diluvialen Lehm- und Schotterablagerungen tritt hier ein grauer, poröser Kalk von 6—12 Meter Mächtigkeit auf, der in einzelnen Hohlräumen oft sehr namhafte Oelquantitäten enthält; ein in demselben angelegter Schacht soll nach Windakiewics bei 10° Tiefe und etwa nur 100 fl. Kapitalaüfwand in kurzer Zeit Oel für 30.000 fl. gegeben haben.

Unter diesem Kalke folgt meistens grauer schiefriger, mit Oel imprägnirter Mergel mit Gyps, und darunter feinkörniger, zerklüfteter Sandstein, der in den Klüften oft Wachs führt. Das Liegendste sind Thone, welche kein Oel oder Wachs liefern.

9. Starunia. Südöstlich von Džwiniacz, auf der Ostseite des Czarnaflusses. Die sehr zahlreichen Gruben liegen eine halbe Meile südlich vom Orte Starunia am Lukawiecbache, sind äusserst primitiv angelegt und lieferten meist schon aus sehr geringer Tiefe nicht unbeträchtliche Ausbeute an Oel und Erdwachs. Nach Windakiewics gab ein Schacht durch 1½ Jahre fast regelmässig täglich 12 Centner Rohöl, in den ersten Tagen nach dem Anfahren aber sogar 36 Centner; ein anderer gab bei 9½ Klafter Tiefe in wenigen Tagen 900 Centner Rohöl. Wachs lieferten einige Schächte bis zu 250 Centner im Ganzen.

Die Verhältnisse in Starunia scheinen im Allgemeinen denen von Džwiniacz sehr analog zu sein.

10. Auf der Südostseite des Pruththales fanden sich Erdölspuren gegenüber von Lanczyn und noch weiter südostwärts gelangen wir an den wichtigeren Fundort Sloboda rungurska. Derselbe liegt, etwa 2½ Meilen südwestlich von Kolomea, ungefähr eine Wegstunde westlich vom Dorfe im Thale des Ropiennybaches. Als ich diesen Punkt im Jahre 1876 besuchte, befanden sich auf einem Areale von 40 Joch 6 Schachte im Betriebe, welche 16—35 Klafter tief waren und von denen einer aus einer Tiefe von 21 Klafter 100 Mass Rohöl täglich

regelmässig lieferte; die Gesammtproduction betrug 2000—3000 Centner jährlich. Auf den Halden sah ich graue kalkige Mergel und weissliche, mürbe, thonige Sandsteine, wie sie in der neogenen Salzformation aufzutreten pflegen. Unweit (südöstlich) von den Gruben tritt eine Salzquelle zu Tage. Ozokerit kam, jedoch in sehr geringer Menge und nur in den oberen Schichten ebenfalls vor. Die ganze Gegend war mit Wald und Wiesgrund bedeckt, so dass ich keine Beobachtungen über den geologischen Bau derselben anstellen konnte.

Seither scheint sich der dortige Oelbergbau bedeutender entwickelt zu haben. Im gegenwärtigen Jahre (1881) berichteten die öffentlichen Blätter von ausnehmend reichen Oelzuflüssen, die in Sloboda rungurska erzielt wurden, constatirten aber auch bald wieder die rasch eingetretene Abnahme dieses Reichthums.

Wahrscheinlich hatte man hier einen ähnlichen Hohlraum, wie sie in Dźwiniacz bekannt sind, angefahren. Nach Entleerung desselben traten wieder normale Verhältnisse ein. Dauerndere und regelmässigere Oelzuflüsse als aus solchen Hohlräumen sind stets aus mürben, auf grössere Erstreckungen imprägnirten Gesteinsbänken oder Linsen zu erwarten.

In der Umgebung sollen auch noch bei Peczenyzsin und Oslaw biały Oelspuren bekannt geworden sein.

11. Wir gelangen nun an das am weitesten gegen Südost gelegene Erdölvorkommen der galizischen Salzthonzone. Dasselbe befindet sich bei Lucza, auf der Südseite des Luczkathales, zwischen Jablonow und Berezow, auf einem Zbihuljak genannten Grunde. Es sind hier über 30 Schachte angelegt worden, von denen einer in einer Tiefe von 51 Klafter anfangs 36 Mass, später 12 Mass täglich gab, die übrigen weniger. Die Schachte durchteuften wiederholt Steinsalzlager, zwischen denen Erdöl zufloss.

Indem ich hiemit die Uebersicht der Oel- und Wachsreviere Ostgaliziens abschliesse, verhehle ich mir nicht, dass dieselbe keinerlei Gleichmässigkeit in der Behandlung der einzelnen Objecte erkennen lässt. Eine solche anzustreben, lag mir auch ferne, da ich vorzugsweise die Anschauungen über das geologische Vorkommen dieser Stoffe klären wollte, wozu einzelne Beispiele genügten.

Wo sich irgend ein innerer Zusammenhang zwischen einzelnen Fundpunkten constatiren liess, habe ich auf denselben hingewiesen.

Ein Rückblick auf die im Vorstehenden gegebenen Daten ergibt in dieser Beziehung, dass sich wirklich mehrere parallele, von Nordwest nach Südost orientirte Reihen von Fundpunkten erkennen lassen, wobei die Fundpunkte jeder Reihe demselben stratigraphischen Niveau und derselben Antiklinale (Faltenlinie) angehören. Solche Reihen, die wir als „Oelzonen“ bezeichnen könnten, sind beispielsweise:

Im Neocom: Klewa-Smolnica-Rosochy, und Opaka-Mražnica-Orow.

Im Eocän: Dźwiniacz gorny-Stuposiany-Studenne; Plowce-Zagorž-Uherce-Loboźew-Lomna; Wankowa-Stankowa; Lodyna-Berehy-Bandrow-Galowka-Holowiecko; Schodnica-Urycs-Truhanow; Pohar-Krywe etc.

Im Salzthon können Boryslaw-Tustanowic-Truskawiec, weiterhin Dżwiniacz-Starunia, endlich Lanczyn-Sloboda rungurska-Lucza als in näheren Beziehungen zu einander stehend angenommen werden.

Solche „Oelzonen" kommen demjenigen schon ziemlich nahe, was ich oben als den Begriff der (für die Praxis benützbaren) „Oellinien" hinstellte; doch decken sich die Begriffe noch nicht vollkommen. In der Oelzone haben wir dasselbe Niveau und dieselbe Antiklinale; die stratigraphische und tektonische Continuität ist gegeben. Es fehlt aber noch der dritte für den Begriff der Oellinie erforderliche Factor: die petrographische Continuität. Dieser muss ebenfalls gegeben, innerhalb der „Oelzone" muss die „Oellinie" erst gesucht werden.

Auch diesen Factor beizustellen, kann wohl von keiner noch so detaillirten und sorgfältigen geologischen Aufnahme erwartet werden. Niemals wird bei geologischen Kartirungsarbeiten, wo stets Terrains von über 30 Quadratmeilen in einem Sommer untersucht werden müssen, jede einzelne Gesteinsbank des Aufnahmsgebietes Schritt für Schritt verfolgt, beispielsweise erhoben werden können, dass eine hier mehrere Meter mächtige und mürbe Sandsteinschichte vielleicht einen Kilometer weiter im Streichen nur mehr 1 Meter mächtig und compact, also zur Oelführung minder geeignet ist etc.

Solche Erhebungen können immer nur die Aufgabe von Fall zu Fall einzuleitender localisirter Specialstudien sein. Für solche Aufgaben einige benützbare Anhaltspunkte zu bieten, die Resultate unserer Wissenschaft der Praxis näher zu rücken, vielleicht auch einen oder den anderen Fachgenossen zu Beobachtungen oder Mittheilungen über die behandelten interessanten und werthvollen Stoffe anzuregen — das war der Zweck vorliegender Arbeit.

Durch die gegen Westen vorschreitenden Aufnahmen hoffe ich Gelegenheit zu erlangen, dieser Uebersicht bald auch eine ähnliche über die noch wichtigeren Oelreviere Mittel- und West-Galiziens folgen zu lassen.

Inhalts-Uebersicht.

---

31. Band. 1881. JAHRBUCH II. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Neue Angaben über die Mineralreichthümer Persiens und Notizen über die Gegend westlich von Zendjan.

Von A. Houtum Schindler,

General im Dienste Seiner Majestät des Schah.

Mit einer Kartenskizze (Tafel Nr. II).

Die folgenden Angaben sind bestimmt, einige Zusätze zu Dr. Emil Tietze's Arbeit über die Mineralreichthümer Persiens (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 29. Bd., 1879, pag. 565—658) vorzustellen. Diese Zusätze sind entsprechend den deutschen Anfangsbuchstaben der Mineralnamen alphabetisch geordnet worden. Ich hoffe, dass dieselben nicht ganz ohne Nutzen sein werden.

Eine kurze Beschreibung neuer Beobachtungen in der Gegend im Westen von Zendjan bildet den Schluss dieses Aufsatzes. In dieser Beschreibung soll das Vorkommen gewisser Minerale jener Gegend näher erläutert werden und wurden derselben auch andere geologisch bemerkbare Einzelheiten über jenes Gebiet eingeflochten. Zum leichteren Verständniss dieses Theils der Arbeit wurde eine Kartenskizze beigefügt.

A. Angaben über verschiedene Mineralproducte.

Alaun.

1. Auf Seite 579 wird in citirter Arbeit die Alaunmine von Sirdân erwähnt. In der Gegend bei Sirdân sind mehrere Gruben; einige, die bedeutendsten, bei Sirdân selbst, andere bei Hassanâbâd, andere bei Ambaqîn. Diese drei Dörfer liegen ungefähr 10 Meilen von Kazwîn entfernt. Im Jahre 1878 war der Alaungewinn dieser drei Minen 1070 Charwâr (zu 600 Pfund) im Werthe von 7000 Tumân (56.000 Mark). Fünf Meilen weiter nach Kazwîn hin sind die alten Gruben von Zâdjkân (Zâdj = Alaun, Kân = Mine), wo im selben Jahre 200 Charwâr gewonnen wurden. Der Alaun dort ist in drei Qualitäten vorhanden: die erste heisst Dasttschîn, besteht aus grossen, reinen Stücken und kostet 56 Mark pro 600 Pfd.; die zweite Pârûï, kleinere Stücke, kostet 40 Mark; die dritte Châkî, sehr kleine Stücke und Staub, 12 Mark pro 600 Pfund. Die Minen gehören dem Itezâd us Saltaneh, der seit längeren Jahren Cultusminister ist.

Andere Vorkommen von Alaun sah ich im Westen von Zendjân (Vergl. paragr. 44).

Alaun von Râwer (30 Farsach nordöstlich von Kermân) wird in Kermân zur Zubereitung von Salpetersäure verwendet. 50 Theile Salpeter und 50 Theile Alaun geben $12^1/_2$ Theile Salpetersäure.

Blei.

2. Einige Bleigruben im Bereich des Elburzgebirges sind noch: Die alte Grube im Daschterân-Berge, 4 Farsach nördlich von Gûscheh, zwischen Semnân und Dâmghân; die neue Grube im Karghîân-Gebirge, 5 Farsach westlich von Gûscheh; die alte Grube im Zarîn-Berge am südlichen Abhange des Benober-Gebirges, bei der Zarin-Quelle, etwas südlich von Gûscheh, auf dem südlichen Wege zwischen Dâmghân und Semnân.

Die Bleimine 7 Farsach nördlich von Dâmghân ist jetzt noch im Betrieb. 60.000 Pfund Blei werden jährlich von dort nach Teheran gebracht.

3. Im Bîâr-Gebirge südlich von Meiomei, auf dem Schahrûd-Meschhed-Wege, wird etwas Bleiglanz ausgebeutet.

Eine Bleigrube befindet sich 12 Farsach von Sebzwâr im Homâï-Gebirge.

4. Die Provinz Kermân ist besonders reich an Bleierzen. Eine im Betrieb stehende Mine ist bei Djewârûn, einen Farsach von Râhbur, 16 Meilen südlich von Kermân.

Der im Nordosten von Kermân gelegene District Kûbinân (Marco Polo's Cobinam; Cap. XXI) hat sechs Bleiminen, von denen die bei Aspîtsch (Abbot's, Journal R. Geog. Society XXV, 1855, Aspaj) namentlich silberreich sein soll, aber seit 15 Jahren nicht mehr betrieben wird. Zur Zeit Fath Ali Schâh's liess Ibrahîm Chân, Statthalter von Kermân, dort arbeiten und gewann aus dem Erze 40 Proc. Blei und aus dem Blei $1^1/_4$ Proc. Silber (8 Misqâl Silber aus einem Man Blei). Später machten einige Juden mit dem Statthalter einen Vertrag und bezahlten jeden Man (6 Pfund) Blei mit 12 Misqâl Silber und $^3/_4$ Man Blei. Der Silbergehalt des Bleies muss also mehr als $1^7/_8$ Proc. gewesen sein.

Phosphorsaures Blei wird bei Mâhûn, einige Meilen südöstlich von Kermân, gefunden.

Die Bleiminen von Angûrân und Aqderreh werde ich weiter unten beschreiben, paragr. 52, 58.

Boluserde.

5. Auf meiner Reise von Kermân nach Bender Abbâs im April 1879 sah ich im Gîlek-Passe ein ziemlich mächtiges Lager von rother Boluserde, welches kluftartig zwischen Gyps, gelbem Thon und Mergeln eingeschlossen war. Unter dem Gyps liegen krystallinische Kalke, unter diesen Thonschiefer mit Quarzgängen. Ein dünner Gang Eisenglanz kommt aus den Kalken und keilt sich oben in der Boluserde aus.

Borax.

6. Südlich von Schehr i Bâbek, am nördlichen Rande der Sîrdjâner Salzwüste, bei Husseinabad und Rûmenîn, wird Borax gefunden

und von dort nach Kermân, Yezd und Schîrâs transportirt. In Schehr i Bâbek kosten sechs Pfund Borax 25 bis 50 Pfennige.

Eisen.

7. Bei Isker und Hûnî, nicht weit von Râhbur, südlich von Kermân, wird Spiegeleisenstein gefunden.

Brauneisenstein kommt in grossen Massen bei Kermân, auf dem Wege nach Zerend ($3^1/_2$ Farsach nördlich), vor.

Der Sand eines kleinen, von Mamsâr herkommenden Flusses in Sîrdjân war mit einer dünnen Schichte Eisenglimmer bedeckt. Das Mamsâr-Gebirge ist vulcanischen Ursprungs; an seinen Abhängen sind mächtige Porphyrmassen; der Pandj-Kûh dicht dabei ist Trachyt, der südlich gelegene Chân i surkh-Pass geht über Basalt. Die Spitzen im Nordwesten von Schehr i Bâbek sind Trachyte und Basalte, hie und da stehen Thonschiefer an.

Bei Gôd Ahmer, in der Nähe der Türkisminen, kommt etwas Schwefelkies im Trachyt (?) vor.

8. Ein Brauneisenstein wurde mir im Jahre 1876 in Chân i Chodî in Chorassân, nicht weit von Schâhrûd, gebracht. Ganze Berge bei Baghelû Schâh, sechs Farsach von Chân i Chodî, sollen aus ihm bestehen. Ausblühungen von Eisenvitriol sollen sich auf den Abhängen der Berge befinden. Vom Vorkommen von Eisen und Eisenvitriol im Westen von Zendjan werde ich weiter unten sprechen.

Essbare Erden.

9. Nicht weit von Abbâsâbâd, auf dem Schâhrûd-Mesched-Wege, findet man einen hellbraunen Thon, der von den Bewohnern der Umgegend gegessen wird.

Bei Tabbas (nördlich von Sebzwâr in Chorassân) standen dicht am Wege Schichten eines intensiv grünen Thones an. Dieser Thon wurde von den Dorfleuten dort als essbare Erde verwendet.

Feuerfeste Erde.

10. Südöstlich von Kermân, in der Nähe des Dorfes Sîrdj, bemerkte ich auf fast horizontalen Schichten von Mergeln, neueren Kalk- und Sandsteinen einen dunkelgrauen Thon, welcher in Kermân als feuerfeste Erde benützt wird. Man mischt den Thon mit pulverisirtem Porzellan, drei Theile des ersteren zu einem Theile des letzteren. Zoll hohe Tiegel aus dieser Erde gemacht, werden in Kermân zu acht Pfennige das Stück verkauft.

Gold.

11. Vom Golde bei Kâwend und Tacht i Soleiman im Westen von Zendjân werde ich weiter unten sprechen; paragr. 41, 62.

12. 15 Farsach im Süden von Dâmghân, am Nordrande der grossen Salzwüste, zieht sich in fast west-östlicher Richtung das Kûh i Zar (Goldgebirge) hin. Schon in alten Zeiten war es als goldhaltig bekannt. Im Mittelalter wurde dort noch gearbeitet, das Gold jedoch durch Ausbeutung der Schwemmgebilde gewonnen. Das Nuzhet ul Kulûb (vom 14. Jahrhundert) gibt darüber an: „An den Grenzen von

Dâmghân gibt es eine Goldmine, im Kûh i Zar; man findet das Gold dort in kleinen Stücken im Sande; man gewinnt das Gold, indem man den Sand wäscht; heutigen Tages ist dies die einzige Goldmine in Persien.“ — Auf diese Stelle des Nuzhet ul Kulûb aufmerksam gemacht, ging der Pächter der Chorassaner-Minen vor einigen Jahren dort hin und fand den Sand noch ziemlich goldhaltig. Des dort herrschenden grossen Wassermangels wegen konnte der Sand nicht an Ort und Stelle gewaschen werden und kostete der Transport des Sandes mehr, als das Gold werth war.

Später schickte man zwei Europäer nach den Kûh i Zar; diese bestätigten, dass am Nordabhange des Kûh i Zar, der 6—7 Meilen lang ist, und im angrenzenden Thale eine mächtige goldführende Alluvialschicht liegt, die aus den abgewaschenen oberen Schichten der Bergkette entstanden ist. In der Nähe liegt ein kleines Dorf mit fünfzehn Häusern. Ueberreste weitläufiger Canäle, die das Thal früher reichlich bewässert haben müssen, sieht man überall. Es würde ein Leichtes sein die Canäle in Ordnung zu bringen und die Kosten dafür würden bald durch den Goldgewinn gedeckt sein. Der Goldgehalt soll sich auf 0,000002—0,000003 belaufen.

In den Bergen, die zwischen Nischapûr und Meschhed liegen, namentlich bei Turkobeh (Turgoveh) sind alte Goldminen, neuere dicht dabei sind vor zwei Jahren aufgefunden worden. Ueber die ersteren war Herr Ingenieur Hübel, damals im persischen Dienste, so freundlich, mir Folgendes mitzutheilen: „Die sogenannte alte Grube besteht aus fünf, ziemlich gut erhaltenen Bauen, von denen zwei horizontal getriebene Strecken sind und drei abgesunkene Schächte. Der Quarzgang setzt im Glimmerschiefer schief auf, ist regelmässig gebildet, da er Saalbänder führt und durchschneidet die Formation 45 Grad nach Westen . . . . . Strecke W 1 hat 17 Meter vom Eingang einen kleinen Schacht, 13 Meter tief, in dem der Gang noch sichtbar ist und vielleicht an Stärke zunimmt, jedoch wird der Quarz nach der Teufe zu dichter, glänzender und verliert sein Eisenoxyd fast vollständig.“

Der Goldgehalt des Quarzes dieser Grube war kein grosser, jedenfalls ein zu kleiner, um den Betrieb lohnend zu machen. Die Quarzgänge der neuen Mine sollen reicher sein.

Khanikoff in seinem „Mémoire sur la partie meridionale etc.“ erwähnt eines Goldvorkommens in Quarzgängen in einem zwei bis drei Kilometer West-Süd-West von Meschhed gelegenen Berge.

Gyps.

13. Die Gypse dicht im Osten von Ispahân liegen auf grauen Schiefern, weiter östlich auf dem Wege nach Yezd überschreitet man das Sarrâh-Gebirge, welches aus vulkanischen Gesteinen und Thonschiefern besteht. Die Gâwchâneh-Vertiefung, in welcher sich der Fluss von Ispahân verliert, ist von Gypsformationen auf vulkanischem Gestein umschlossen.

14. Die Gypslagen, welche am äusseren Rande der das persische Hochland von den babylonischen und susischen Alluvialebenen trennenden Gebirge vorkommen, liegen zwischen Luristân und Dizfûl auf

Nummuliten-Kalk, zwischen Schûschter und Ispahân und bei Râm Hormûz auf neueren Sandsteinen, Conglomeraten und Kalken.

15. Auf dem Nordabhange des Hauptgebirges zwischen Urzû und Ahmedî (auf dem Kerman-Benderabbas-Wege), also der Urzû-Ebene zu, liegen Gypslagen auf krystallinischen Kalken mit Quarzgängen. Unter den Kalken liegen Talkschiefer. Auf der südlichen Seite des Bergzuges über den Kâhûr-Pass weg sind die Abhänge mit horizontalen Schichten von Conglomeraten und darauf hängendem Alluvium bedeckt. Kurz darauf folgt die Gypsformation mit mächtigen Steinsalzlagern. Dann geht der Weg über eine wenigstens hundert Meter mächtige Schicht eines gänzlich aus grossen Korallenstücken bestehenden Kalkes und weiter bis Ahmedî über versteinerungslose Kalke, die muldenförmig Steinsalz einschliessen.

Die Gypslager des südwestlichen Randes des persischen Hochlandes haben Naphthaquellen und keine Salzlager, die am südlichen Rande umschliessen Salz, haben aber keine Naphtha.

16. Die ungeheuren, Steinsalz einschliessenden Gypslager, durch welche der Kizil Uzein fliesst (s. paragr. 49), liegen im Osten des Flusses auf Kalken, Schiefern und Graniten, im Westen auf Kalken und Basalten.

Kohle.

17. Ziemlich gute Steinkohle wurde mir von Bazergûn, 3½ Farsach nördlich von Kermân, wo auch bituminöse Schiefer sind, und von Deh i Tagûi im Hîzumî-Passe auf dem Râwer Wege gebracht.

Einige hundert Meter östlich von der Kermâner Stadtmauer, dicht am steilen Abhange der 15 Grad nach Norden fallenden Hippuritenkalke war man im October 1879 mit dem Graben eines Canals beschäftigt. Fünfzehn Meter tief traf man bituminöse Schichten, die, wie man mir versicherte, gleichfalls nach Norden fielen. Eine Beschreibung der die Kermâner Ebene umgebenden Berge findet man im zweiten Bande des „Eastern Persia" (pag. 487—490, London 1876).

18. Ueber andere Vorkommen bituminöser Schiefer im Westen von Zendjân werde ich weiter unten sprechen, paragr. 43.

Kaolin.

19. Eine ziemlich gute Kaolinerde, die hier in Teheran zu Porzellan für Telegraphen-Isolatoren verarbeitet wird, kommt von Mahallât, wo sie in der Nähe der von Goebel analysirten essbaren Erden gefunden wird.

20. Ueber Kaolin im Westen Zendjâns siehe paragr. 43, 45.

Kupfer.

21. In den trachytischen Bergen im Osten von Schâhrûd, namentlich im Süden von Alhâk (zwischen Mîândascht und Abbâsâbâd) sind die alten Gûrchânî-Kupferminen. Dort ist schon seit langen Jahren nicht gearbeitet worden und die meisten der dreihundert Schächte sind entweder voll Wasser oder verschüttet. Die fortwährenden Raubzüge der Turkomanen machten den Ort zu unsicher und die Minen wurden verlassen. Auch nördlich von der Hauptstrasse zwischen Meiomei und

Mîândascht und Abbâsâbâd sind viele alte verlassene Kupfergruben; und Schlacken, die oft mit Obsidian verwechselt worden sind, findet man auf allen Wegen.

Im Bîârdjûmand-Bezirke, sieben Farsach südlich von Chân i Chodî, ist eine sehr gutes Erz liefernde Kupfermine. Die Erze bestehen dort aus Buntkupfererz und Kupferkies. Aus den ersteren gewinnt man 40—48 Procent Kupfer, aus den letzteren 25—30 Procent. Das aus dem Kupferkies gewonnene Metall war sehr schwefelhaltig und spröde. Das Buntkupfererz wurde an der Grube zu 224 Mark, der Kupferkies zu 112 Mark pro 600 Pfund verkauft. Mit Berechnung des Brennmaterials würde daher das Kupfer des Kupferkieses ungefähr 84 Pfennige pro Pfund, das andere 94 Pfennige pro Pfund kosten. Schlacken sollen noch 5—8 Procent Kupfer enthalten.

Am Nordrande des Djowein oder Djaghatai-Gebirges, welches nördlich vom Wege zwischen Abbâsâbâd und Sabzvâr liegt und aus vulkanischen Gesteinen auf Schiefern und Granit besteht, befinden sich mehrere Kupferminen. Der Bau der Minen bei Zergân wurde bis 1867 betrieben; man gewann dort Kupferkies und Buntkupfererz; das erstere gab 28, das letztere 40 Procent Metall. Weiter nach Osten im selben Gebirge bei Tabbas (nördlich von Sabzwâr) ist eine Kupfermine in von Trachyten durchbrochenen Schiefern, die das Liegende bunter Thone, Sandsteine und Kalke bilden. Auch dort wird nicht mehr gearbeitet.

Ergiebige Kupferminen befinden sich im Homâi-Gebirge, 12 Farsach Süd-Süd-West von Sabzwâr und einige Farsach südlich von Dâmghân, beide stehen heute in Betrieb.

22. Die Trachytgebirge, die Rafsindjân von Sîrdjân, im Westen von Kermân, scheiden, sind Aussagen gemäss sehr kupferreich. Buntkupfererz und Kupfergrün von dort wurde mir in Kermân gezeigt. Sie wurden namentlich am Nordabhange des Gebirges bei Gôd i Ahmer, wo auch eine Türkismine ist, gefunden.

Bei Kam i Salpek, auf dem Wege von Kermân nach Râwer und bei Mô Aspân, nicht weit davon, soll auch viel Kupfer vorkommen.

Im trachytischen Kûh i Nâsr, zwischen Mahûn und Sîrdj, südöstlich von Kermân, sind verlassene Kupferminen. Im Schehr i Bâbekdistrict sind verlassene Kupferminen bei Pâ i kalâh und Djewezm und eine im Betrieb stehende Miene bei Kurum, nordöstlich von Schehr i Bâbek. Man gewinnt dort Buntkupfererz, Kupferkies und Fahlerz.

Weitläufige alte Kupferminen sind in Kûbinân und Râwer, Kupferkies wird auf dem südlichen Abhang der hohen vulkanischen Gebirge in der Nähe von Râhbur, südlich von Kermân, bei Bâr Asmân (acht Farsach von Râhbur) und bei Henzâ (vier Farsach von Râhbur) gewonnen.

Von den Kupferminen bei Herend im Osten von Ispahân konnte ich, als ich im vorigen Jahre (1879) dort war, nichts erfahren, ebenso erfuhr ich nichts von etwaigen Kupferminen bei Naïn und Nathanz.

Magnesia.

23. Eine fast reine, nur wenig Eisenoxydul enthaltende, weisse Bittererde wird unweit Kermân bei Gôd i Ahmer (s. paragr. 22) ge-

funden und in Kermân als Tabaschîr i Ferengi (europäische Magnesia) in den Handel gebracht.

Mangan.

24. Ein reiches Manganerz in der Form von Braunstein kommt in grossen Massen bei Herûzâ, 15 Farsach von Kermân, auf dem Râwer Wege vor und wird in Kermân als Beisatz zum Glasfluss benützt.

Marmor.

25. Der in Persien als Marmar i Yezd bekannte Marmor kommt aus den Brüchen von Turûn Puscht, welches 10 Farsach von Taft und 14 von Yezd entfernt liegt. Der Marmor ist hellgrün, etwas durchsichtig und hat einige rothe Adern und wird seiner Schönheit wegen in ganz Persien benutzt.

26. Die Marmoradern von Kazwîn und anderen Plätzen sind mehr untergeordneter Art. Ein schöner, transparenter, blendend weisser Marmor ist vor einigen Monaten im Affschâr-Districte gefunden worden. Er soll in ein bis zwei Fuss mächtigen horizontalen Schichten oder Platten zwischen hellgrünen Steinplatten und weichen, weissen Schichten vorkommen und mit grosser Leichtigkeit gewonnen werden. Die hellgrünen Platten dürften Trappdecken, die weissen Schichten Kalktuffe sein; dieselbe Formation bemerkte ich unweit vom Fundorte des Marmors.

Naphtha.

27. Die Beschreibungen der Naphthaquellen bei Dâlikî von Ouseley und Binning, beide von Herrn Dr. Tietze erwähnt (Jahrbuch, l. c. pag. 591) sind etwas karg.

In kurzer Entfernung, südöstlich von Dâlikî, am Fusse der einige hundert Fuss hohen, grobkörnigen Kalkgebirge sind zwei Quellen, deren Wasser eine Wärme von 38° C. haben und sich einige Meter westlich zu einem Bache vereinigen. Aus der einen Quelle fliesst ein stark nach Kupfer schmeckendes Wasser, auf welchem eine dünne Haut weisser, gelblicher Naphtha schwimmt. Die andere Quelle hat weniger Naphtha, aber denselben Kupfergeschmack; beide Quellen enthalten Schwefelwasserstoffgas und etwas kohlensauren Kalk, mit welchem sie das umliegende Gestein schwach inkrustiren. Das Gerölle am Bache ist mit einer röthlich gefärbten Kruste bedeckt; ob diese rothe Farbe von Kupfer oder vielleicht von einem Jodgehalte herrührt, kann ich nicht angeben. Die Seiten des Baches sind mit einer dünnen, grünlichen Kruste bedeckt, was auf einen Eisengehalt im Wasser schliessen lassen dürfte. Die auf dem Wasser schwimmende weisse Naphtha wird durch Einfluss der Luft bald schwarz. Einige tiefe Löcher auf beiden Seiten des Baches werden von den Einwohnern Dâlikîs periodisch durch Canäle mit dem Bache in Verbindung gesetzt und gefüllt. Die oft sechs Zoll dicke, schwarze, theerige Schicht, die sich auf dem Wasser in den Löchern bildet und stark mit Regenbogenfarben schimmert, wird dann abgeschöpft und für verschiedene Zwecke verbraucht. Der Hauptverbrauch ist der einer Hautsalbe für Kameele. Die Naphtha vertreibt

die Zecken, welche die Kameele belästigen und ist auch ein Präservatif gegen die dort herrschenden Hautkrankheiten, durch welche viele Kameele umkommen,

Eine halbe Meile südwestlich von Dâlikî ergiesst sich der Bach in den Dâlikî-Fluss, welcher etwas nördlich von Bûschehr in den persischen Golf mündet; täglich gehen mit ihm ungefähr 15.000 Liter Naphtha in das Meer. Verschiedene Versuche von Seiten europäischer Kaufleute, diese Naphthen in den Handel zu bringen, sind bis jetzt an Apathie der Perser und übertriebenen Geldforderungen von der Regierung gescheitert.

28. Das Vorkommen von Naphtha am äusseren Rande der südwestlichen persischen Gebirge ist gewöhnlich mit der Gypsformation verbunden, hier bei Dâlikî fehlt der Gyps. Die Berge bei den Quellen von Râm Hormûz streichen S. 45° O.; eine in dieser Richtung gezogene Linie würde fast auf Dâlikî treffen. Die Naphtha an beiden Orten gehört wahrscheinlich zu derselben Erdöl führenden Zone.

Porphyr.

29. Nicht weit von Kermân wird ein dort Wezeh genannter Syenitporphyr gefunden, der jungen Kindern als Pulver mit Wasser vermischt eingegeben wird, um sie schnell und geläufig sprechen zu machen.

Quecksilber.

30. Wie Herr Dr. Tietze (S. 649) bemerkt, ist die Notiz des arabischen Schriftstellers Ibn Mohelhel des neunten Jahrhunderts die einzige, die wir zur Zeit über das Vorkommen des Quecksilbers in Persien besitzen. Auf meiner letzten Reise im Westen von Zendjân wurde das Vorkommen des Quecksilbers in dem von dem arabischen Schriftsteller erwähnten Districte bestätigt. Es kommt dort als tropfbar flüssiges Metall und als Zinnober in Basalten vor (s. paragr. 62).

Steinsalz.

31. Bei Düzkend im Westen von Zendjân (wahrscheinlich das von Dr. Tietze erwähnte Dorkend) hangen auf dunklen Kalken rothe Conglomerate und röthlich-graue Mergel und weitläufige Gypslager, in welchen sich das Salz in ziemlich mächtigen Stöcken befindet. Die Gyps- und Mergelhügel ziehen sich den Kizil Uzein lang nach Norden und Miâneh hin und dürften mit denen bei Miâneh und Maman, unterhalb Miâneh, im Zusammenhange stehen. Das Salz von Düzkend ist sehr rein, weiss und durchsichtig.

32. Ueber das von Grewingk erwähnte Vorkommen von Steinsalz bei Deh i Nemek (Jahrb. 29 Bd., p. 573) wurde mir, als ich im Jahre 1876 dort war, mitgetheilt, dass sich ein Farsach nordöstlich vom Dorfe eine Salzmine mit schönem weissem Salze befände.

33. Kurz erwähnte ich der Salzminen bei Nischapûr in der Zeitschrift d. Berliner Gesellschaft f. Erdkunde (12. Bd., p. 225). Diese Minen befinden sich in den fast ostwestlich streichenden Hügelreihen, welche die Ebene nordwestlich von Nischapûr begrenzen und sich an die nördliche Hauptkette anschliessen. Die grössten Minen sind bei dem

kleinen Dorfe Karaghûtsch. Die Salzschicht hat an einigen Stellen eine Mächtigkeit von 400 Fuss und ist in Gyps, welcher unter rothen Mergeln und Conglomeraten liegt, eingeschlossen. Das Salz einer Grube war sehr weiss, das am meisten gewonnene Salz ist jedoch grau, manchmal fast schwarz. Sämmtliche Salzminen des Nischapûr-Bezirkes sind für 250 Tomân (2000 Mark) jährlich verpachtet. Die Gruben, die ich besuchte, waren stollenartig in das Gestein getrieben und bildeten 30 Fuss tiefe, 20 Fuss hohe Höhlen, ohne Stützpfeiler. Der durchschnittliche Jahresgewinn sämmtlicher Minen ist $1^1/_2$ Millionen Pfund Salz.

34. Ein schönes Steinsalz wird in der Gypsformation bei Kemâridj, ungefähr halbwegs zwischen Schirâz und Bûschehr gewonnen.

Zwei enorme Salzlager befinden sich zwischen Urzû und Ahmedî; von diesen habe ich schon in paragr. 15 gesprochen.

Türkis.

35. In der Provinz Kermân werden Türkise an verschiedenen Plätzen nordwestlich von der Stadt Kermân in den grossen Nord-West-Süd-Ost streichenden vulkanischen Gebirgszügen gefunden. Marco Polo spricht schon von den vielen Türkisen Kermâns (Cap. XVII).

Bei Tchemen i Mô Aspân, vier Farsach von Pâriz und gegenüber Gôd i Ahmer ist eine bis vor zehn Jahren noch betriebene Mine, deren Türkise eine helle, etwas grünliche Farbe hatten. Bei Kârîk, nordöstlich von Schehr i Bâbek, sind alte Türkisminen mit zwei Schächten. Der beste und am längsten betriebene Schacht ist vor einigen Jahren in Folge eines Erdbebens verschüttet worden. Im anderen Schachte ist seit 20 Jahren nicht gearbeitet worden.

Drei Meilen von Schehr i Bâbek sind noch sieben alte verlassene Schächte einer Türkismine.

Unweit von Maschîz auf dem Abhange des über 12.000 Fuss hohen Tscheheltan-Gebirges sind vor einigen Jahren einige Gänge heller Türkise gefunden worden.

36. Ueber die Türkisminen bei Nischapûr kann ich nur zufügen, dass der Türkis in diesen Blättern in einem eisenschüssigen Thonsilicat, der etwas freien Quarz in fast mikroskopischen Körnchen führt, gefunden wird. Das Gestein ist an der Oberfläche hellgelb und wird, je tiefer man geht, eisenschüssiger und dunkler, bis es endlich eine dunkelbraune, schwärzliche Farbe erlangt. Am Eingange des Dar i Kûh-Schachtes war das Gestein fast weiss, 48 Meter vertical unter dem Eingange war es dunkelbraun. 266 Schächte waren im Jahre 1876 im Betriebe. Die Ausbeute dieser Türkisminen ist eine noch sehr bedeutende. Ein Türkishändler in Meschhed sagte mir, dass jährlich für 240.000 Mark Türkise nach Russland, für 80.000 Mark nach Teheran exportirt und für 80.000 Mark in Meschhed selbst verkauft würden. Viele werden auch nach Constantinopel und Baghdad und über Yezd nach dem persischen Golf geschickt. Dass der englische General Goldsmid keine guten Türkise in Nischâpûr kaufen konnte, hat seinen Grund darin, dass erstens nur wenige Türkise in Nischâpûr in den Handel kommen, zweitens die guten Türkise sogleich exportirt werden.

Man hat auch in den letzten Jahren Türkise bei Tabbas in Chorassan gewonnen; ihre Farbe war jedoch keine gute.

Silber.

37. Das Nuzhet ul Kulûb gibt folgende Silberminen in Persien an:

1. bei Djîruft, südlich von Kermân;
2. im Basm-Gebirge zwischen Fârs und Gawaschîr (alter Name von Kermân);
3. bei Rey (im Bleiglanz, untersucht von Herrn Dr. Tietze, Jahrbuch 29. Bd., p. 640 etc.).

Ueber diese Mine bei Rey bemerkt das Nuzhet ul Kulûb: „Man gewinnt dort gerade genug Silber, um die Ausbeutungskosten zu decken; man arbeitete dort jedoch viel zur Zeit der Seldjuken.“

Ueber das im Westen von Zendjân vorkommende Silbererz siehe Paragr. 45.

Surmeh.

38. Die richtige Bedeutung dieses Wortes ist „schwarze Farbe für die Augen“. Man kennt unter diesem Namen Schwefelantimon, Eisenglanz, Eisenglimmer und einige aus Russ fabricirte schwarze Pulver und Salben. Der beste Russ ist der von verbrannten Astragaluspflanzen herrührende.

Die verschiedenen in Persien unter dem Namen Kûh i Surmeh bekannten Berge brauchen daher nicht gerade Antimon oder Eisen zu enthalten; ihr Surmeh kann entweder aus dem einen oder dem anderen, oder vielleicht auch aus einem dritten Mineral bestehen. In dem Gebirge westlich von Zendjân wurde Eisenglimmer Surmeh genannt, in Teheran zeigte man mir oft Spiessglanz als Surmeh, während die gewöhnlich in den Bazaren verkaufte Surmeh Russ ist.

Smirgel.

39. Guter, dem Badachschaner nicht weit nachstehender Smirgel wird bei Deschneh in der Nähe von Nirîz im östlichen Fars gefunden. Er wird in Kermân zum Polieren der damascirten Dolch- und Schwertklingen benutzt und kostet etwas über 50 Pfennig pro Pfund. Dieser Smirgel ist vielleicht derselbe, den Chardin erwähnt (Paris ed. 1811, tome II, pag. 357).

B. Die Gegend im Westen von Zendjân.

40. Die Stadt Zendjân liegt unter 36° 39′ 54″ nördlicher Breite und 48° 29′ 15″ östlicher Länge von Greenwich und 5500 Fuss (engl.) über dem Meeresspiegel auf einer ziemlich mächtigen Conglomerat- und Kiesschichte, deren Liegendes aus grünen Schiefern und vulkanischen Gesteinen besteht. Die Gebirge im Norden bestehen aus mehreren parallelen Nord-West-Süd-Ost streichenden Reihen oder Ketten, deren erste, südlichere, aus Trachyten zu bestehen scheint.

Ungefähr $1^1/_2$ Meile westlich von Zendjân geht eine wenig mächtige, N. 60° W. — S. 60° O. streichende Schicht grüner Schiefer aus, kurz darauf stehen Diabase an, und dann, für ungefähr eine halbe Meile, geht der Weg über Trachyte, Trachyttuffe und Trachytbreccien, die mit nach N. 60° W. streichenden Grünsteinschichten wechsel-

lagern und von Trappdecken an einigen Stellen bedeckt sind. Zwei Meilen von Zendjân gehen wieder grüne Schiefer aus, dann folgen die aus Kalken bestehenden Gebirgsschichten, die das Zendjâner Thal von dem Kâwender Plateau trennen.

Da in diesen Kalken Gold vorkommt, werde ich die Umgebung von Kâwend näher beschreiben.

41. Das Vorkommen des Goldes beschränkt sich in Persien auf wenige Fundorte.

Von dem nur wenig Gold führenden Kalkstein bei Tîrûn spricht schon Tavernier. Dr. Tietze (Jahrb. l. c. p. 648) bemerkt, dass es ihm nicht recht klar wäre, wo in den älteren Kalken das Gold eigentlich stecken soll. Das Vorkommen des Goldes ist jedenfalls dort dasselbe, wie bei Kâwend, wo es, nicht wie Herr Ingenieur Hübel berichtete, in goldführenden Quarzadern, sondern in älteren eisenhaltigen Kalken vorkommt. Die älteren, auf den „grünen Schichten des Alburz“ liegenden Kalke bei Schâhabdulazîm in der Nähe Teherans (Jahrbuch l. c. p. 382) sind, wie im letzten Winter bestätigt wurde, auch goldhaltig. Die Kalke bei Kâwend, bei Tîrûn (Kerwen) und bei Schâhabdulazîm sind höchst wahrscheinlich identisch.

Ueber das Vorkommen von Gold in den Kâwender Kalken hat schon Herrn Ingenieur Ferd. Dietzsch gesprochen (Leipziger Berg- und Hüttenmännische Zeitung 1880, Nr. 4). Längere im letzten Sommer in meiner Gegenwart ausgeführte Untersuchungen haben dieses noch weiter bestätigt.

Der Ort Kâwend liegt ungefähr 4 Meilen westlich von Zendjân (unter 36° 37′ 1″ nördlicher Breite) in dem oberen nördlichen Theile eines sich nach südöstlicher Richtung senkenden Plateaus, dessen mittlere absolute Höhe ungefähr 6500 Fuss beträgt. Zackige Gebirgsketten älterer Kalke, deren Schichten N. 45° W. — S. 45° O. streichen, trennen das Zendjâner Thal vom Kâwender Plateau. Die Richtungen der umliegenden Gebirgsketten fallen nicht immer mit den Streichungslinien der Schichten zusammen, in einigen Fällen bemerkte ich Abweichungen von über 30 Grad. Von den das Plateau einschliessenden Bergen fliessen viele Quellen, die durch das Conglomerat des Plateaus tiefe Einschnitte gemacht und an einigen Stellen die das Liegende der Conglomeratschichten bildenden grünen Schiefer blossgelegt haben. Die 100—120 Fuss mächtige Conglomeratschicht, auf welcher der Ort Kâwend liegt, besteht aus Grünstein, Brauneisenstein, Porphyr und Quarz mit einem kalkigen Bindemittel; sie fällt etwas nach Südosten. Die zahlreichen Quellen vereinigen sich einige Meilen südöstlich von Kâwend und bilden den Idjrûd, der dann scharf nach Westen biegt, seinen Weg quer durch die das Plateau im Süd-Westen begrenzende Gebirge nimmt und kurz darauf in den Kizil Uzein fliesst. Der Kizil Uzein läuft in beinahe nördlicher Richtung bis Mîânedj (oder Mîâneh), biegt dann nach Osten, vereinigt sich bei Mandjîl mit dem Schâhrûd, wodurch der Sefîdrûd gebildet wird, der, etwas östlich von Rescht, in das caspische Meer mündet.

Wie Herr Ingenieur Dietzsch in dem oben erwähnten Bericht bemerkt, sind Schnee und Eis die Haupttransportmittel bei der Bildung dieser Plateaus gewesen. Von den nördlich liegenden Gebirgen

sind Schiefer, Quarz und Brauneisensteine, von den westlichen Bergen Granit, Quarz, Porphyr und Schiefer herabgebracht worden.

Das in dem Alluvialterrain des Plateaus enthaltene Gold kommt von den unmittelbar nördlich von Kâwend gelegenen Bergen, deren höchste Kuppe, Bâschdâgh, eine absolute Höhe von 8000 Fuss hat. Diese Berge bestehen aus einer 200—300 Fuss mächtigen Schicht mehr oder minder krystallinischen kieseligen Kalksteines, der mit zahlreichen Brauneisenstein- und Eisenglanzadern durchzogen ist. Das Streichen der Kalksteinschicht, wie das der Eisenadern ist regelmässig N. 45° W. — S. 45° O. Unmittelbar unter den Kalken liegen gleichfalls mit Eisenadern durchzogene grüne Schiefer. Hie und da kommen Adern oder den Gesteinsschichten parallel liegende Blätter von Schwerspath und Quarz vor; der Quarz ist in den meisten Fällen mit Eisenglanz durchzogen,

Der Kalkstein, wie aus vielen Untersuchungen hervorging, enthielt Gold, während der Quarz in keinem Falle auch nur die geringste Spur des edlen Metalles zeigte. Dort, wo Höhlenbildungen bestehen, oder an Quellen, wo der Kalkstein mehr oder weniger zersetzt ist, und namentlich dort, wo der eisenhaltige Kalkstein durch Wasser zu einem quarzigen Eisenocker umgebildet ist, wird das Gold am besten gefunden. Am südlichen Abhange eines Ausläufers des von Kâwend nördlich gelegenen Gebirges und ungefähr $^1/_5$ Meile von Kâwend entfernt, befindet sich eine alte Mine, die vom Ingenieur Hübel als Eisenmine, vom Ingenieur Dietzsch jedoch als eine auf Gold betriebene Mine angesehen wurde. Herr Dietzsch kam zur letzteren Ansicht durch das Auffinden einer alten aus Stein verfertigten Handmühle und behauptet, ähnliche Mühlen werden noch heute in einer brasilianischen Goldmine gebraucht.

Untersuchungen des an der Grube liegenden Eisenockers bestätigten seine Ansicht. Die Mine ist eine ziemlich weitläufige Höhlenbildung die mit goldhaltigem Eisenocker gefüllt, von den Alten ausgebeutet ist. Der jetzt noch in der Grube befindliche wenige Eisenocker enthält 0,000000311 Gold, das Waschen des Sandes auf den Abhängen, sowie in den Thälern des Kalkgebirges ergab im Durchschnitt 0,0000003 Gold, einige Thäler hatten 0,0000004, der reichste Eisenocker an einer Quelle 0,000000525.

Die von Eisenadern durchzogene Kalkschicht von geringer Mächtigkeit, liegt auf grünen Schiefern, die gleichfalls von Eisenadern durchzogen sind. Weder im Kalke noch in den Schiefern wurden Versteinerungen gefunden. Die Schiefer sind mit Grünstein-Schichten durchzogen und hängen auf Gneiss und Granit, aus welchen die westlich liegenden sich bis 9000 Fuss erhebenden Turbet- und Damirla-Gebirge bestehen.

Nördlich vom Bâsch Dâgh sind durch Erosion der Kalke und Schiefer verschiedene tiefe Thäler gebildet, die sich bei den Dörfern Karabulâgh und Kuldjuk zu einem grösseren Thale vereinigen, welches sich nach Norden senkt und eine 300 Fuss tiefer als Kâwend liegende Thalsohle hat. In dem östlichen Theile des Thales sieht man die 300 Fuss mächtige goldführende Kalkschicht, dann die unter der-

selben liegenden grünen Schiefer und endlich feinkörnige rothe Granite, die mit den westlichen Graniten im Zusammenhange stehen dürften.

Aus den Thälern selbst ragen hie und da spitze Berge hervor, deren härtere, ganz mit Quarzadern durchzogene Schichten der allgemeinen Erosion mehr Widerstand lieferten und zurückgelassen wurden. Dicht bei Karabulâgh steht ein solcher Berg, der sich 1200 Fuss über die Thalsohle erhebt und aus Diabas besteht, auf welchem eine 200 Fuss mächtige, von Quarzadern durchzogene graue Kalksteinschicht hängt. Diese Diabas-Einlagerung hat theilgenommen an den Biegungen und Knickungen der benachbarten geschichteten Gesteine und hängt zusammen mit den Diabasen und Trachyten bei Zendjân. Am Osten dieses Berges quillen drei eisenhaltige Quellen aus den hier nach Norden fallenden Diabasschichten hervor.

42. Am Nordabhange des Kâwender-Gebirges und südlich von dem 1200 Fuss hohen, spitzen Berge tritt am Gehänge eines Querthales eine 60 Centimeter mächtige Schwerspath-Ader mit Kupferkiesen aus den Schiefern hervor; etwas weiter unten in demselben Querthale findet sich etwas Eisenkies und Schwerspath. Die Schieferschichten fallen hier etwas nach Norden und streichen Nord 53° West—Süd 53° Ost.

43. Weiter nach Westen und nach Nord-Ost fallend, liegen in diesem Theile jüngere Bildungen, rothe Conglomerate und bei Rahîmâbâd, Schieferthone und muldenförmig eine bituminöse Erde mit Eisenkies, in der man einzelne kleinere Partien Kohle unterscheiden kann, und eine dünnere Schicht eines grünen Sandsteins mit versteinerten Pflanzenstengeln. Diese jüngeren Bildungen fallen nach Nord-Ost und streichen Süd-Ost—Nord-West. Die aus hellen Kalken bestehende steile Kette mit spitzem zackigem Grat, die sich nördlich von hier mit Süd-Ost—Nord-West-Streichen hinzieht und Tekke Keyâsî heisst, fällt nach Nord-Ost und scheint das Hangende dieser jüngeren Bildungen zu sein. Westlich von Rahîmâbâd sieht man wieder grüne Schiefer, Grünsteine, dann Glimmerschiefer. Dann folgen steil geneigte Schichten von Gneiss und Granit, mit Zonen von Talkgneiss, Hornblende- und Talkschiefern, Lagern von sehr glimmerarmen, oft zu Kaolin zersetzten Graniten und Quarzadern. Der Knoten der Gebirge hier scheint das Damirlu-Gebirge zu sein, welches hauptsächlich aus Granit besteht. Von ihm gehen die verschiedenen Gebirgsrücken fächerartig aus. Westlich von dem Damirlu-Gebirge ist das etwas höhere Turbetgebirge, dann folgen die Thäler des Kizil Gatschî-Flussgebietes, dessen Hauptfluss, der Kizil Gatschî, drei bis vier Meilen westlich von der Turbet-Kuppe in den Kizil Uzein mündet.

44. Bei Murassa, südlich vom Damirlu-Gebirge, liegt muldenförmig auf den grünen Schiefern eine kleine Gebirgskette, die aus Ost-West streichenden und 15° nach Norden fallenden Kalksteinschichten besteht. An ihrer nördlichen Sohlfläche besteht das Liegende der Kalksteinschicht aus dünnen Alaunschiefern, die Nord 40° West—Süd 40° Ost streichen, 82° nach Süd-West-Süd fallen und schwache Alaunausblühungen zeigen. Der Kalkstein zeichnet sich aus durch helle Farbe (das Gebirge wird auch daher „das Weisse“ genannt), bald körnige, bald dichte Structur und wenige Versteinerungen (einige Bivalven und Corallen).

Am südlichen Abhange der Mulde, wo ein bedeutender Erdsturz stattgefunden hat, geht der Kalkstein in kalkige Conglomerate über, deren Liegendes aus einer dünnen Schicht Talkschiefer und mit Quarzadern durchzogenen grünen Schiefern besteht. Der Durchschnitt der Kalkstein-Mulde von Nord nach Süd ist 900 Meter, von Ost nach West 3500 Meter, ihre Mächtigkeit ungefähr 450 Fuss.

45. Ungefähr eine halbe Meile nordwestlich von Murassa, 60 Fuss über der Thalsohle eines 600 bis 700 Fuss tiefen, vom Turbet-Gebirge herkommenden Erosions-Thales, geht eine zwei Centimeter mächtige Quarzader mit Silbererz aus.

Diese Ader streicht Nord 36° West—Süd 36° Ost und fällt 70° nach Süd-West. Die zunächst liegenden Schichten bestehen aus Quarz, der mit Schwefelkies-Krystallen und Blättchen imprägnirt ist, und aus einem sehr glimmerarmen Granit. Das Silbererz enthielt 0,000046 Silber. Am Fusse des Abhanges bildet der zersetzte Schwefelkies mit dem Feldspath Eisenvitriol und Alaun-Ausblühungen. Die mit Schwefelkies imprägnirten Quarzadern sind durch Zersetzung desselben vom Eisenoxyd röthlich gefärbt, der glimmerarme Granit hat vom Schwefelkies eine grüne Farbe angenommen. Dort wo der Schwefelkies aufhört, ist der Granit zu Kaolinerde zersetzt, die in ein bis zwei Meter mächtigen Schichten die steilen Abhänge der Berge bedeckt. Die blendend weissen Kaolinlager erstrecken sich, wie mir gesagt wurde, weit nach Nordwesten.

Der Granit wird discordant von älteren Conglomeraten bedeckt. Die Schichten dieser Conglomerate streichen Süd-Ost—Nord-West und fallen 15°—20° nach Nord-Ost. Die Conglomerate bestehen aus abgerundetem Granit, Gneiss und Schieferstücken mit thonigem Bindemittel und zeigen an einigen Stellen durch Erosionswirkung entstandene Erdpyramiden 20 bis 25 Meter hoch. Von der Thalsohle, die aus Granit besteht, bis zur Spitze des Thalabhanges sind 250 Fuss.

46. Etwas weiter nach Westen, wie zum Beispiel in einem sich mit dem Kizil Gatschî vereinigenden Thale, geht der Granit in Gneissgranit über. Dieser ist an der Oberfläche zu Kaolin zersetzt und bildet das Liegende neuerer Conglomerate in horizontalen Schichten, die oft von Chlorit- und Hornblendeschiefern durchzogen sind.

Die Schiefer streichen Nord 85° West—Süd 85° Ost und fallen 50° nach Süd-West. Der Gneissgranit ist sehr unregelmässig; am Anfange des Thales streicht er Nord 69° Ost—Süd 69° West; weiter unten Nord 40° West—Süd 40° Ost. Endlich geht der Gneissgranit gänzlich in Schiefer über. Diese Schiefer behalten ihr regelmässiges Streichen und liegen unter Conglomeraten, die 30°—40° nach Nord-Ost fallen und Nord 80° West—Süd 80° Ost streichen. Dann folgen Mergel, dunkle Kalke und die Gypslager am Kizil Uzein.

47. Südlich von Kâwend bei Gultepeh, einem kleinen mit altem Tumulus (tepeh) versehenen Dorfe, liegen die die Oberfläche des Plateaus bildenden Conglomerate auf Graniten, welche die Fortsetzung der Damirlu und Turbet-Gebirge bilden.

Zwei Meilen Süd-West von Kâwend stehen die das Ali Keyâsî-Gebirge bildenden Schichten an. Diese Schichten bestehen wie die bei Murassa aus fast weissem, sehr compactem und versteinerungsarmem

Kalk und streichen Nord 20—25° West—Süd 20—25° Ost und fallen schwach nach Süden. Die Passhöhe dieses Bergzuges war 7300 Fuss. Die westlichen Abhänge dieses Gebirges sind mit 200—300 Fuss mächtigen rothen Conglomerat- und Mergelschichten bedeckt. Die Conglomerate bestehen aus abgerundeten Stücken grüner und Hornblendeschiefer; das Bindemittel ist eine von Eisen dunkelroth gefärbte Mergelerde; die Conglomeratschichten fallen 20 Grad nach Süden und streichen wie die Kalke. Etwas weiter nach Westen werden die Conglomeratschichten steiler, und ihr Liegendes besteht aus dunklen Kalken, die N. bis S. streichen und 70 Grad nach W. fallen.

48. Ungefähr vier Meilen von Kâwend liegt das grosse Dorf Düzkend, das, wie sein Name schon angibt (Salzdorf), in der Nähe von Salzgruben liegt. Das Dorf liegt in der Mitte eines engen Längsthales, dessen Richtung wie die der Ali Keyâsî- und Düzkend-Gebirge S. 25° O. bis N. 25° W. ist. Auf beiden Seiten des Thales sind Mergel- und Gypslager, deren Liegendes grauer Kalkstein ist. Südlich vom Dorfe und am westlichen Abhange des Düzkend-Gebirges sind die Salzlager, deren Hangendes aus rothen Mergeln und Gyps besteht. Das sehr weisse krystallisirte Steinsalz ist von Dr. T i e t z e (Jahrbuch der k. k. geolog. Reichs-Anst., 29. Bd., pag. 568) als Salz von „Dorkend bei Senschan“ erwähnt worden.

49. Der Kizil Uzein-Fluss hat sich durch diese Gypse und Mergel seinen Weg gebahnt, auch ist sein Wasser hier ziemlich salzig. Die absolute Höhe des Kizil Uzein-Flussbettes ist hier 4300 Fuss. Das Düzkend-Gebirge könnte eine Höhe von 1200 Fuss über dem Flusse, das auf der linken Seite des Flusses und nördlich von Ibrahîmâbâd sich erhebende Gebirge eine Höhe von 1700 Fuss über dem Flusse haben.

50. Bei Ibrahîmâbâd läuft der Sewentî-Fluss durch ein enges Thal mit steilen Kalksteinwänden. Die Kalksteinschichten streichen hier N. bis S., während die Gebirgskette die Richtung N. 30° W. bis S. 30° O. hat, und fallen 45° nach Osten. Dann wird das Thal weiter, der kleine Fluss geht durch Alluvialerde, die sehr fett und mit schönen Wiesen bedeckt ist. Auf der östlichen Seite des Thales sind dreihundert Fuss hohe gelbe Mergel und Gypshügel, hinter diesen 1200 bis 1400 Fuss hohe aus Kalken bestehende Berge. Im Süden von Sewentî sind rothe Mergelhügel. Weiter nach Westen und hinter Karaderreh und 1100 Fuss höher als der Kizil Uzein-Fluss bei Ibrahîmâbâd ist die Wasserscheide zwischen den Sewentî- und Angûrân-Flüssen. Die Berge, unmittelbar im Westen des Thales, sind ungefähr 700 Fuss hoch und bestehen aus hellen Kalken. Eine Viertel-Meile weiter erreicht man das Bett des Angûrân-Flusses, der hier durch Conglomerate und helle Kalksteinhügel fliesst. Weiter unten nach Osten zu sind niedrige rothe Conglomerat- und Gypshügel, dann bricht der Fluss das aus Kalken bestehende Tuklî-Gebirge, um kurz darauf in den Kizil Uzein zu münden.

51. Der Angûrân-Fluss hat seine Quellen im Arghûn-Gebirge; sein enges Thal führt am unteren Theile, wie oben bemerkt, durch Conglomerate und helle Kalke, im oberen Theile durch hohe Trachytgebirge. Der Weg vom Orte Angûrân nach Gandjâbâd geht über fast söhlige

Mergelschichten, die mit rothen Conglomeraten und Gypsbetten wechsellagern, bis er zwei Meilen von Angûrân über einen Trachytrücken mit einer Passhöhe von 7200 Fuss führt. Am Westabhange dieses Bergrückens hängen eisensteinhaltige Kalktuffe und Trachyttuffe, die bis Gandjâbâd hinunterreichen. Westlich von diesem Bergrücken und von Gandjâbâd erhebt sich die Arghûn-Kette mit der an ihrem südlichen Ende gelegenen Tuzlû-Spitze. Die Arghûn-Kette besteht hauptsächlich aus Diabasen; im Norden schliesst sie sich an die Basalte der Affschâr-Gebirge, wovon weiter unten die Rede sein wird. Auf dem Abhange einer der nördlichen Kuppen der Arghûn-Kette befinden sich die Angûran-Blei- und Flussspathgruben.

52. Das Bleierz (ein kohlensaures) kommt hier in wenig mächtigen ($^1/_2$ bis 5 Zoll) Gängen oder Blättern zwischen Glimmerschiefern, wie bei den nordöstlich von hier gelegenen Urîârd-Minen, vor. Die Gänge streichen N.—S. Der Bau besteht aus sieben Schächten, deren tiefster eine Teufe von ungefähr 100 Metern hat. 110 Leute arbeiteten dort in diesem Jahre (1880). Der strengen Witterung wegen kann man nur vier Monate im Jahre arbeiten, der Bau liegt 8800 Fuss über dem Meere. Der Bleigewinn soll sich im Durchschnitt jährlich auf 30.000 Pfund belaufen; die Regierung erhält einen jährlichen Pacht von 800 Mark. Die jetzigen Schächte sind im Schutte der alten Gruben getrieben und sehr gefährlich und fallen oft zusammen. Man rechnet, dass jährlich zwei bis drei Arbeiter, also im Durchschnitt $2^1/_2$ Perc., in dieser Grube umkommen!

Das Hangende der Glimmerschiefer besteht aus Breccien von Schiefern und rothem Flussspath und weissen Kalkspathkrystallen. Das Erz wird dicht am Baue gesiebt und gewaschen und in den Dörfern bei Gandjâbâd in ungefähr zwanzig kleinen Oefen geschmolzen. Zwölf Pfund Holzkohle wurden gebraucht, um 60 Pfund Erz zu schmelzen.

Sechzig Pfund Erz gaben dreissig Pfund Blei und das Blei enthielt 0.000346 Silber.

53. Nördlich von, und etwas höher als die Bleigrube befindet sich die Flussspathgrube, in welcher aber jetzt nicht mehr gearbeitet wird; die jetzigen Bergleute in der Angûrân-Mine kennen auch nicht den Gebrauch des Spathes als Flussmittel. Die Spathgänge streichen N. 10° Ost—Süd 10° W. und fallen 60—70 Grad nach Norden. Der Spath kommt in violetten und rothen Krystallen im Glimmerschiefer und Gneiss vor. Die Schiefer streichen Ost-Süd und fallen 55 Grad nach Süden.

54. Von Gandjâbâd steigt man in nordwestlicher Richtung über die Arghûn-Kette, deren Passhöhe sich auf 8500 Fuss beläuft. — Die Diabasschichten auf dem Passe streichen Ost-West und fallen 60 Grad nach Norden. Die Diabase wechsellagern mit grünen und grauen Schiefern und Grünsteinbreccien.

Zwei Meilen von Gandjâbâd geht man über Basalte und Basalttuffe, aus denen die umliegenden Berge hauptsächlich bestehen. Nördlich von hier erhebt sich ein über 11.000 Fuss hohes Basaltgebirge mit einer kleinen, Tacht i Bilqîs genannten Ruine auf seinem höchsten

Gipfel. Das Tacht i Bilqîs-Gebirge[1]) (auf einigen Karten Balkasch genannt) und seine auch aus vulkanischen Gesteinen bestehenden Fortsetzungen begrenzen den Affschar-District im Norden. Die Basaltgebirge ziehen sich südlich bis nach Gerrûs und vielleicht noch weiter (man sieht dieselbe Formation halbwegs Teherân und Hamadân), im Westen bis nach dem Urûmîah-See.

Das kleine Plateau, welches im Osten von dem Tacht i Bilqîs-Gebirge, im Norden und Westen von seinen Fortsetzungen, im Süden von dem Tawîleh-Gebirge begrenzt wird, ist durch die Ruinen der alten Stadt Schîz (jetzt Tacht i Soleimân) berühmt. Der Hauptort dieses Plateaus ist das grosse Dorf Tschirâghtepeh. Ein arabischer Schriftsteller, Ibn Mohelhel, des neunten Jahrhunderts erwähnt das Vorkommen von Gold, Silber, Quecksilber, Arsenik und Blei in den Bergen von Schîz; diese fünf Metalle werden dort auch noch jetzt gefunden.

55. Die Ruinen der alten Stadt liegen auf einem sich 80 Fuss über die Ebene erhebenden Kalktuffhügel. In der Mitte der Ruinen liegt der fast runde und 373 Schritt im Umfange messende, schon in alten Zeiten bekannte See, dessen incrustirende Wasser, welche früher regelmässig rings herum überflossen, den Hügel durch Absetzung von Kalk erzeugten. Jetzt fliesst das Wasser durch einige in Tuff geschnittene Canäle und wird zur Bewässerung der umliegenden Getreidefelder benutzt. Diese Canäle müssen Jahre lang verstopft gewesen sein. Mauern einiger Gebäude liegen einige Fuss tief in Kalktuff, und rings um den See herum ist eine zwei bis drei Fuss hohe und drei bis vier Fuss dicke, aus dünnen Kalktuffblättern bestehende Mauer oder Bank, die nur durch gleichmässiges Ueberfliessen des Wassers hat entstehen können. Mir wurde gesagt, dass ein dort reisender Russe die Tiefe des Sees vor 15 Jahren gemessen hatte und sie als 143 Fuss angab. Die Wassermenge soll nie zu-, noch abgenommen haben; am 4. Juli dieses Jahres (1880) war hier ein starkes Erdbeben, welches jedoch keinen Einfluss auf die Wassermenge ausübte.

56. Nicht weit vom Tacht i Soleimân und in nordwestlicher Richtung steht der 450 Fuss hohe, als Zendân (Gefängniss) bekannte vulkanähnliche Berg. Dieser, wie der Tacht i Soleimân-Hügel, besteht gänzlich aus Kalksinter- und Kalktuffblättern, und wie jener, verdankt er seine Erzeugung einer incrustirenden Quelle, die jedoch jetzt versiegt ist.

Der Umfang des zurückgebliebenen kraterähnlichen Loches ist 350 Schritt, seine Tiefe, aus dem Falle eines Steines gemessen, 460 Fuss. Der Boden des Kraters war vollständig trocken und mit dornigen Büschen bewachsen. Man kann auf ziemliche Luftreinheit im Krater schliessen, da unzählige Tauben in ihm herumflogen. Der obere Rand des Kraters hat eine Dünne von nur 6—7 Fuss; auf dem Südabhange lagen grosse kantige Stücke von Hornblendeschiefer; wie diese dort hingekommen sind, ist schwer zu sagen.

57. 1100 Schritt vom Zendân-Berge fängt eine Kette kleiner conischer Tuffhügel an, die sich 400 Schritt in der Richtung N. 75° W.

---

[1]) Da die Ruinen unten am Berge, die Ruinen von Schîz, vom Volke der „Thron des Solomons" genannt wurden, so erhielten diese kleineren Ruinen den Namen „Thron der Bilqîs", d. i. der Königin von Scheba.

hinzieht. Ich zählte 56 solcher Hügel. Sie waren zwei bis drei Fuss hoch und hatten ein jeder ein kleines, zwei bis drei Zoll im Diameter messendes, vier bis fünf Zoll tiefes, rundes Loch. Aus vier dieser Löcher floss Wasser. Die Temperatur dieser vier Quellen war 64° F. Drei setzten Jod ab und färbten den Kalktuff hellroth. Ein zwei Zoll breiter Spalt zieht sich durch die ganze Hügelkette durch. Am westlichen Ende der Kette sind drei Quellen. Eine, die einen dünnen Strahl zwei Fuss horizontal aus einer Spalte hervorspritzte, hatte einen starken Schwefelwasserstoffgasgeruch und eine Temperatur von 90° F., zwei andere sprudelten zwei Zoll hoch und hatten 84° F. 100 Schritt weiter nach Westen ist eine grössere Quelle mit einem runden, 19 Fuss im Umkreise messenden Teiche. Das Wasser war grünlichblau, sprudelte stark auf, floss aber nicht über den Rand des Teiches, hatte schwachen Schwefelwasserstoffgasgeruch und eine Temperatur von 70° F. Wieder 100 Schritt weiter in derselben Richtung sind neue conische Tuffkegel, die sich bis zu 20 Fuss über die Ebene erheben. Einige dieser Kegel haben zwei runde Löcher, 8 bis 15 Zoll im Durchmesser, andere nur ein Loch. Die Quellen dieser Kegel sind sämmtlich versiegt. Dicht dabei ist eine stark nach Schwefelwasserstoffgas riechende und schwach aufwallende Quelle mit einer Temperatur von 84° F. Von dieser Quelle wird auch Jod abgesetzt. Der von einigen Quellen abgesetzte säuerliche Kalk wird oft von den Schâhseven-Nomaden zur Zubereitung von Limonade benutzt, indem sie ihn mit Wasser und Zucker vermischen.

Ungefähr zwei Meilen in derselben Richtung der Hügelreihe und der des Spaltes (N. 78° W.) im „weissen Thale“ (Aqderreh) und dicht bei dem Dorfe Aqderreh Mîânî sind fünf warme Quellen. Eine Quelle hat eine Temperatur von 70° F., eine andere 63°, drei 74°; das Wasser des Aqderreh-Baches hatte eine Wärme von 48°. Die 74° warmen Quellen sprudelten 4 bis 5 Zoll hoch.

Die Leute dort (Kurden) sagten, dass die Quellen periodisch fallen und steigen. Gerade über den Quellen, an der linken Seite des Baches und 200 Fuss höher als dieselben, ist ein 22 Meter tiefes und 3 Fuss breites Loch, die Mündung einer früher überfliessenden inkrustirenden Quelle. Die Abhänge der Berge des weissen Thales sind hier mit einer Kruste von Kalktuffen und Sintern bedeckt. Aus den verschiedenen Ueberlagerungen der Tuffe sieht man, wie das inkrustirende Wasser ursprünglich aus einer Quelle aus dem oberen Loche floss. Dann entstanden zwei andere Quellen etwas weiter unten, endlich versiegten auch diese und das Wasser brach, wie es jetzt thut, an fünf Stellen unten am Flusse hervor. Das obere Loch und die zwei etwas niederen sind mit drei bis vier Fuss hohen, aus abgesetztem Tuff gebildeten Wällen umgeben, gerade wie man es bei dem Tacht î Soleimân-See sieht.

Die Kalktuffkruste bedeckt vulkanische Tuffe und schwarze Thonschiefer. Die schwarzen Thonschiefer streichen Nord-Ost—Süd-West und fallen 50 Grad nach Süd-Ost. Auf den Schiefern hängen hier und da dünne Schichten neuerer Kalke und Sandsteine mit Pflanzenfossilien.

Das Tacht i Soleimân-Plateau ist rundlich und umgeben von hohen Basaltgebirgen, auf deren Abhängen sohlige Schichten neuerer

Kalke, rother Sandsteine und Kalktuffe hängen. Das ganze Plateau scheint früher ein See gewesen zu sein, dessen Wasser erst auf mehreren Seiten auslief und überall Kalktuff absetzte, dann durch das enge Thal im Südwesten sich einen Weg bahnte. Das Tawîleh-Gebirge, sowie die Abhänge der Berge im Südwesten des Plateaus sind fast gänzlich mit einer Tuff- und Sinterkruste bedeckt. Vom Tacht i Soleimân nach Südwesten zu sind verschiedene terrassenförmige Abstufungen, die auf periodische aufeinanderfolgende Erhebungen des Bodens schliessen lassen.

An der westlichen Seite des Plateaus stehen hellgrüne Trachyte an, die auf einigen Bergen trappähnliche Abstufungen zeigen. Am unteren Ende des weissen Thales wechsellagern weissgrünliche Tuffe mit grauen Thonschiefern, die das Liegende dünner horizontaler Trappschichten und Sandsteine bilden. Auf dem Trapp liegen gleichfalls horizontale Schichten eines hellbraunen Sandsteines mit vielen versteinerten Pflanzen.

58. Am oberen Ende des weissen Thales und dicht bei den warmen Quellen befinden sich die Afschâr-Bleiminen. Das Blei kommt hier in Form von Bleiglanz in Kalksteinschichten vor. Die Kalksteinschichten streichen Nord-Ost—Süd-West, fallen mit 50° nach Süd-Ost und hängen auf grauen und schwarzen Thonschiefern. Die Schiefer sind von Basalten durchbrochen und hie und da mit Kalksintern bedeckt. Auf dem Kalksteine hängen horizontale Schichten eines dunkelbraunen, eisenhaltigen, körnigen Kalksteines mit Versteinerungen von pectenartigen Bivalven. Diese Bleiminen sind schon in alten Zeiten betrieben worden, sind aber nie sehr weitläufig gewesen. Man sieht Ueberreste 17 alter Schächte; einer dieser Schächte soll 40 Meter Teufe haben. Die meisten dieser Schächte sind eingefallen. Leute des Statthalters von Azerbâïdjân haben im Sommer dort einige Schächte und Stöllen angesetzt, hatten jedoch nach zweimonatlicher Arbeit, zur Zeit meines Besuches nur einige hundert Pfund Blei gewonnen. Der bleihaltige Gang besteht aus röthlichem Eisensande mit Quarzkrystallen und Stücken von Bleiglanz. Der Sand wird wie der bei Angûrân gewaschen; das gewonnene Bleierz wird dann in einem kleinen Ofen geschmolzen. Erst legt man Holzkohle und etwas Holz in den Ofen, dann darauf das stark angefeuchtete Erz, dann wieder Holzkohle. Das geschmolzene Metall läuft aus einem unten am Ofen angebrachten Loche in eine aus Stein gehauene Form.

Das Blei enthält 0,000676 Silber. Der Bau liegt 8.500 Fuss über dem Meere und ist derselbe, von dem die Deutsche Zeitung vom 1. Februar 1878 sagte, dass sein Erz $1^3/_4$% Silber enthielte!

59. Etwas weiter unten im selben Kalkstein wurde etwas Spiessglanz gefunden. Der Gang hatte eine Mächtigkeit von $1^1/_2$ Zoll und keilte auch in einer Teufe von 2 Fuss aus.

60. Im Norden des Tacht i Soleiman-Plateau's auf einer Höhe von 9000 Fuss über dem Meere befindet sich eine Realgar-Grube in von Melaphyr und Basalt durchbrochenen Schiefern. Die Schiefer streichen Nord-Süd und fallen 20° nach Westen; die Realgargänge sind 1 bis $1^1/_2$ Fuss mächtige Lagergänge. Acht Arbeiter waren dort in einem 7 Meter tiefen Schachte beschäftigt. Das Realgar kommt in Krystallen

und dünnen Gängen in zwischen Schiefern und Basalt liegendem zersetzten Melaphyr und Basalten vor. Die schwarze aus zersetztem Gestein bestehende Erde, in welcher das Realgar vorkommt, enthält etwas Gold. Die Regierung erhält für diese Mine eine jährliche Pacht von 15.000 Pfund Realgar der ersten Qualität. Das Realgar besteht aus drei Qualitäten; die erste ist theilweise krystallisirt in grossen Stücken und ohne Beimischung von Erde und wird in Hamadan zu 80 Mark pro 600 Pfund verkauft; die zweite ist in kleineren Stücken und wird durch Sieben der aus den Schächten gebrachten Erde gewonnen, sie kostet 40 Mark pro 600 Pfund; die dritte Qualität besteht aus kleinen grünlichen Stückchen, die durch Sieben und Waschen gewonnen werden und kostet 24 Mark. Die jetzigen Pächter der Grube haben während 26 Jahren keinen Unglücksfall unter ihren Arbeitern gehabt. Im letzten Jahre (1879) war der Gesammtgewinn 120.000 Pfund. Man arbeitet 7 Monate im Jahre.

61. Einige Meilen westlich von der Realgar-Grube wird Schwefel gewonnen. Man arbeitet dort nur drei Monate im Jahre und gewinnt 250.000 Pfund Schwefel jährlich im Durchschnitt. Im letzten Jahre kamen dort fünf Arbeiter um; sechzig sind im Ganzen dort beschäftigt.

62. Ungefähr eine Meile südlich von der Realgar-Mine liegt das Dorf Zarschûrân, „die Goldwäscher". Ein kleiner Bach, der dicht bei und im Norden der Realgargrube entspringt, fliesst bei Zarschûrân vorbei und hat dort ein 100 bis 200 Schritt breites Flussbett. Ein anderer Bach, etwas südlich von der Realgar-Grube entspringend, vereinigt sich mit dem ersten etwas unterhalb Zarschûrân. Ungefähr eine halbe Meile an den Seiten beider Flussbette sind unzählige Steinhügel und Gräben, Ueberreste alter Goldwaschplätze.

Etwas von der auf den Hügeln liegenden Erde, sowie auch von der des neuern Schwemmgebildes und von dem Sande des Flussbettes wurde gewaschen und zeigte in allen Fällen Spuren von Gold, enthielt auch viel Zinnober. Die Goldwaschplätze fangen an mit dem Alluvium des Plateaus am Fusse der Basalt-Berge und hören auf ungefähr eine halbe Meile weiter. Das unmittelbare Liegende des Alluviums sind rothe, grobkörnige, Pflanzenversteinerungen enthaltende Sandsteine und Conglomerate, die in wenig mächtigen Schichten auf von Basalt durchbrochenen Schiefern lagern. Die Sandsteine fallen 10°—15° nach Süd-Ost. Die erwähnten Gruben dieses Districtes bestehen alle schon seit alten Zeiten. Die Realgar-, Schwefel- und Blei-Gruben bestehen aus Schächten, die im Schutte der alten Gruben getrieben sind.

Das Vorkommen des Silbers im Blei ist schon oben besprochen worden, Quecksilber ist reichlich als Zinnober vorhanden, wird auch rein metallisch in Basalten bei Sandjûd, Kiz Kapân und Karakeyâ, drei Dörfer im Afschâr-Districte gefunden.

63. Eine Meile im Nordwesten von der Blei-Mine im weissen Thale kommt etwas Realgar im Basalt vor. Das Gestein wurde zu hart gefunden und die Grube verlassen.

64. Ehe ich das Tacht i Soleimân-Plateau verlasse, muss ich noch bemerken, dass noch vor 110 Jahren das Plateau sowie die Abhänge einiger Berge stark bewaldet waren. Vom Kâwender Plateau vernahm

ich dies auch; ein 73 Jahre alter Mann, Besitzer des Dorfes Murassa, erinnert sich noch vor 50 Jahren viele Bäume dort gesehen zu haben; jetzt sind Plateau und Berge vollständig von Bäumen entblösst. Auch soll das Klima des Tacht i Soleiman-Plateau's früher wärmer gewesen sein. Noch vor 100 Jahren hausten dort Löwen und Panther und der Schnee soll im Winter nur 30 bis 40 Tage auf der Erde gelegen haben, jetzt findet man dort nur Wildschweine, Hyänen, Wölfe und bleibt der Schnee 5—6 Monate liegen. Dieser Klimawechsel dürfte Erdbeben und vulkanischer Thätigkeit, die hier häufig sind, seinen Ursprung verdanken.

65. Das letzte grössere Erdbeben (ein centrales) fand hier am 4. Juli 1880 statt. 10—12 Meilen im Süden wurde es am stärksten gefühlt; dort in Gerrûs fielen viele Häuser um und wurden 60 Menschen erschlagen. Viele Berge erhielten breite Spalten und an einer Stelle sprudelte eine schwefelige Quelle vor. Man fühlte einen starken und mehrere schwache Stösse am 4. und einen Stoss am 5. Juli; unterirdische Getöse, dem Rollen des Donners gleich, begleiteten jeden Stoss. Im Tacht i Soleimân-Plateau erlitten viele Häuser Schaden, man fühlte drei Stösse. Angûrân erlitt drei starke Stösse und einigen Schaden an Häusern. Ich war zur Zeit in Kâwend und verspürte einen schwachen, das Haus nur wenig erschütternden Stoss. Die Verbreitung dieses Erdbebens belief sich auf über 300 Quadratmeilen.

66. Das Kûh i Tawîleh besteht, wie schon oben bemerkt, aus horizontalen Schichten eines körnigen Kalksteines und Kalksinter. Im Süden des Gebirges fliesst durch steile Felswände der Sârûk-Fluss. Die Kalke fallen etwas nach Norden und streichen Nord-Ost—Süd-West. Eine Meile südlich am Djilogîr-Passe steht hellgelber Sandstein an, der das Liegende der Kalke bildet, Nord-Ost—Süd-West streicht und 20° Nord-West fällt. Von diesem hellen Sandsteine hat das Gebirge dort seinen Namen „Aqdâgh" (Weissfels). Den Uebergang des Sandsteins zum Kalk bilden Kalkbreccien. Unter dem Sandsteine liegen Talkschiefer mit Quarzadern, die unten im Thale ausbeissen und Süd-Ost —Nord-West streichen und nach Süd-West fallen.

67. Der Aqdâgh besteht aus zwei kleinen von einander gespaltenen Ketten, die im Osten verbunden, nach Westen zu ein enges Thal bilden, durch welches ein kleiner Bach fliesst. Dieselben Schichten, die wir am Nordabhange dieser kleinen Kette gesehen, kommen auch am Südabhange vor, nur fallen sie in entgegengesetzter Richtung. In der Mitte des Thales und 7.800 Fuss über dem Meere liegt ein kleiner See, der seinen Ursprung vulkanischer Thätigkeit verdankt. Dieser, „Tschämlî Gul" genannte See ist oval, 100 Meter lang und 35 Meter breit; er fliesst nie über, sein Wasser scheint durch den weichen, seine Ufer bildenden Boden durchzusickern.

Die Tiefe dieses Sees soll 44 Meter betragen. In seiner Mitte und den See fast füllend, schwimmt eine aus Rasen gebildete Insel, die (Tschäm-Rasen) dem See seinen Namen gibt. Die Ufer des Sees sowie die der Insel sind senkrecht. Die Dicke des die Insel bildenden Rasens, auf welchem Kühe und Pferde weiden, ist unbekannt. Das anstehende Gestein um den See besteht aus Sandstein, dessen Liegendes Talkschiefer sind.

Dort wo der Pass über das Westende des „Weissenberges“ führt, streichen die Talkschiefer Süd-Ost—Nord-West und fallen 25° nach Nord-Ost.

68. Dann tritt man in das Hampâ-Flussthal, welches auf der östlichen Seite eine hohe, steile Wand eines weissen vulkanischen Gesteins, auf grünen Schiefern hangend, hat. Die Schiefer der östlichen Seite fallen nach Norden und streichen Nord-West—Süd-Ost, und wechsellagern mit Glimmerschiefern und Grünstein-Schichten. Der Tschutscheklû-Spitz besteht aus Grünsteinporphyr. Die Gebirge südlich von hier, die sich nach Bîdjâr hinziehen und durch welche der Scherifkendi Fluss fliesst, bestehen aus Basalten, Melaphyr und Grünstein. Weiter nach Osten liegen Kalke auf grünen Schiefern, beide sind viel von Grünsteinen durchbrochen. Bei Schehrek fallen die Schiefer nach Osten und streichen Nord 35° West—Süd 35° Ost.; dicht dabei liegen Trachyte auf Schiefern, bei Ayaghlû liegen Grünsteine auf älteren, fast senkrechten Kalkstein-Schichten. Dann tritt man in das oben beschriebene Qaraderreh-Thal mit dem Flusse von Seventî.

Inhalt.

Beitrag zur Kenntnis der mittelkarpathischen Sandsteinzone.

Von Michael Vacek.

Mit 1 Profiltafel (Nr. III.)

Einleitung.

Die vorliegende Mittheilung hat die Aufgabe, einen Beitrag zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse der mittelkarpathischen Sandsteinzone zu liefern, soweit sie der Verfasser im Sommer 1879 zum Zwecke der geologischen Kartirung bereiste. Das untersuchte Gebiet entspricht vorwiegend den zwei Blättern der neuen Generalstabskarte Turka (Col. XXVIII, Zon. 9) und Smorze-Vereczke (Col. XXVIII, Zon. 10). Ausserdem hatte der Verfasser bei der Einführung in die geognostischen Verhältnisse der karpathischen Sandsteinzone durch Herrn Bergrath Paul in den ersten Aufnahmstagen die zwischen der galizischen Ebene und seinem eigentlichen Aufnahmsgebiete liegenden Ketten südwestlich von Drohobycz und Sambor kennen gelernt, sowie auch zum Schlusse der Aufnahmen nach der anderen Seite von Uzsok aus bis in die Gegend von Gross-Berezna auf die gegen das ungarische Trachytgebiet zu liegenden Ketten seine Untersuchungen ausgedehnt, sonach Gelegenheit gehabt, die mittelkarpathische Sandsteinzone in der Gegend zwischen Drohobycz und Unghvár so ziemlich der ganzen Breite nach kennen zu lernen,

Die Kenntnis der geognostischen Verhältnisse dieses Gebietes bietet insofern ein ganz besonderes Interesse, als es nach zwei Seiten den unmittelbaren Anschluss vermittelt, einerseits zwischen demjenigen Gebiete, welches durch die bis zum Jahre 1868 fortgeführten, von Westen her fortschreitenden älteren Arbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt erschlossen wurde, und andererseits der östlichen Hälfte des karpathischen Sandsteinzuges, in welcher die seit 1872 von der Bukovina aus westwärts vorschreitenden jüngeren Aufnahmsarbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt vom Bergrath Paul später im Vereine mit Dr. Tietze im Jahre 1878 bis in die Gegend des Stryiflusses

durchgeführt wurden. Die vorliegende Mittheilung hat sonach eine wesentliche Lücke in der Kenntnis der karpathischen Sandsteinzone auszufüllen und sich einerseits an die Ergebnisse der älteren, andererseits an jene der jüngeren Arbeiten unmittelbar anzuschliessen.

Ueber die Resultate der älteren Arbeiten liegt ein erschöpfendes Résumé in dem Texte zu Blatt III (Westkarpathen) der geologischen Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie von F. Ritter v. Hauer vor[1]), welches, da seither die Arbeiten von dieser Seite nicht weiter fortgeführt wurden, ebensogut auch dem heutigen Stande der Dinge entspricht.

Von der anderen Seite liegen über die bis zum Jahre 1878 in der Osthälfte der karpathischen Sandsteinzone, von der Bukovina bis in die Gegend des Stryiflusses gemachten Erfahrungen erschöpfende Abhandlungen von Bergrath Paul und Dr. Tietze[2]) vor, welche zugleich den neuesten Stand unserer Kenntnisse der karpathischen Sandsteinzone repräsentiren.

Gliederung und Verbreitung.

In ihrer ersten Studie über die Sandsteinzone der Karpathen (l. c. pag. 113 u. flg.) theilen die Herren Paul und Tietze, vorwiegend gestützt auf die zunächst an die Bukovina anschliessenden Verhältnisse der Sandsteinzone im Stanislauer und Kolomeaer Kreise, die ganze Masse der Karpathensandsteine in eine untere, mittlere und obere Abtheilung ein.

Von diesen drei Abtheilungen gehören die beiden tieferen der Kreide an. Die oberste umfasst dagegen die dem Tertiär angehörigen Bildungen und repräsentirt sonach ein, wenn man so sagen darf, der Summe der beiden tieferen Abtheilungen ebenbürtiges stratigraphisches Element, so dass es dem Wesen der Sache besser entsprechen, zugleich die von jeher in der Sandsteinzone in erster Linie verfolgte Tendenz, die Kreide vom Tertiär zu scheiden, wirksamer repräsentiren würde, wenn man als Grundlage der Gliederung einfach eine Zweitheilung annimmt. Ich gebe gerne zu, dass dies nur reine Formsache ist, und es ebenso gut diene, wenn man weiss, dass die beiden tieferen Abtheilungen zu einander in einem viel innigeren stratigraphischen Nexus stehen, als zur obersten tertiären Abtheilung. Allein von der Ueberzeugung ausgehend, dass eine passende Form die Auffassung des Wesens fördert, dürfe man die im Folgenden adoptirte Trennung des karpathischen Sandsteincomplexes einfach in eine tiefere cretacische und eine höhere tertiäre Abtheilung der Sachlage angemessen finden.

---

[1]) v. Hauer, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1869, Band 19, Heft 4, pag. 485.

[2]) Paul, Grundzüge der Geologie der Bukowina. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1876, Band 26, Heft 3, pag. 263.

Paul und Tietze, Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1877, Band 27, Heft 1, pag. 33.

Paul und Tietze. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1879, Band 29, Heft 2, pag. 189.

Kreide.

Die Aufschlüsse, welche die der Kreide zugehörigen Bildungen zu Tage bringen, sind innerhalb des in Rede befindlichen mittleren Theiles des karpathischen Sandsteinzuges auffallender Weise nur auf zwei, nicht sehr breite Zonen beschränkt, welche den Sandsteinzug von beiden Seiten gleichsam einsäumen. Die nördliche dieser beiden Zonen grenzt unmittelbar an die galizische Ebene an und entspricht, von dieser an gerechnet, so ziemlich der Breite der 6 bis 7 ersten Hebungswellen. Die letzten hieher gehörigen Aufbrüche, die man, von der galizischen Ebene aus senkrecht zu dem NW.-SO. gerichteten Verlaufe der Wellen gegen den ungarisch-galizischen Grenzkamm vorschreitend, trifft, finden sich in dem langen Zuge des Rozlucz (nordwestlich von Turka) und in weiterer, nicht unmittelbarer Fortsetzung, am Südwestabfalle des Minczol.

Die südliche Aufbruchzone liegt schon jenseits des Grenzkammes in Ungarn und markirt so ziemlich schon die südliche Grenze des karpathischen Sandsteinzuges. Der erste hierher gehörige Aufbruch, an den man von Norden her kommt, findet sich im Antiklinalthale von Kostrina, dem bis in die Gegend von Gross-Berezna noch mehrere analog gebaute, regelmässig Nordwest-Südost streichende Aufbruchthäler folgen.

Der zwischen diesen beiden Randzonen, in denen ältere Bildungen auftauchen, liegende breite, mittlere Streifen des karpathischen Sandsteinzuges wird ausschliesslich von eocänen und oligocänen Bildungen eingenommen, von denen speciell die letzteren mit ihren mächtigen Sandsteinmassen die schroffen, landschaftlich hervorstechenden, kahlen Grenzkämme bilden.

Betrachten wir nun zunächst die in der nördlichen Aufbruchzone zu Tage tretenden Kreidebildungen.

1. Das tiefste Glied, welches im Kerne der antiklinalen Aufbrüche zum Vorschein kommt, ist ein blaugrauer, in der Regel dünngeschichteter Sandstein mit viel Kalkcement und zahlreichen groben Hieroglyphen auf den Schichtflächen.

2. Darüber folgt ein 20—30 Meter mächtiger Complex von ebenfalls dünngeschichteten, lichtgrauen oder lichtgelben Mergelkalken mit zahlreichen Fucoiden. Die Mergelkalke sind stellenweise ziemlich rein und nehmen den Charakter von Cementmergeln an. An anderen Stellen sind sie vielfach durch sandige und thonige Beimengungen und Zwischenlagen verunreinigt.

Die beiden eben angeführten Glieder zusammengenommen, entsprechen der unteren Abtheilung der Karpathensandsteine von Paul und Tietze und folgen, wie gesagt, hier in der angegebenen Art aufeinander, zum Unterschiede von der weiter östlich anschliessenden Gegend, wo, nach den Untersuchungen der genannten Herren[1]) das Verhältniss der Hieroglyphenschichten zu den Fucoidenmergeln kein so scharf ausgesprochenes ist, vielmehr die

[1]) Paul und Tietze, Studien. Jahrbuch, 1877, pag. 114.

letzteren sich nur als abweichende Facies, ohne besondere Regel local den Hieroglyphenschichten einschalten, so dass eine Trennung nicht gut durchzuführen ist. Die Herren Paul und Tietze greifen daher auch den ganzen Complex als untheilbares Ganzes unter der Bezeichnung Ropiankaschichten zusammen. Diese Bezeichnung, die in neuerer Zeit so ziemlich synonym für die untere Abtheilung der Karpathensandsteine gebraucht wird, ist jedoch ursprünglich für einen als obereocän aufgefassten Schichtencomplex gegeben worden [1]), und wäre, insolange durch neuere Arbeiten nicht sicher festgestellt ist, dass die ursprüngliche Deutung der Profile in der Gegend von Ropianka eine unrichtige war, am besten zu vermeiden.

Neue Anhaltspunkte zur näheren Altersbestimmung der beiden angeführten tiefsten Glieder der Sedimentreihe haben sich, bei ihrer notorischen Petrefactenarmuth in dem Eingangs umgrenzten Aufnahmsgebiete, abgesehen von der Lagerung, keine ergeben, und wir sind daher in paläontologischer Beziehung nur an jene spärlichen Funde angewiesen, welche von den Herren Professor Niedzwiedzki [2]) bei Pralkowce (nordwestlich von Přemysl) in den Fucoidenmergeln und in neuester Zeit von Dr. Szainocha [3]) in den Hieroglyphenschichten der Gegend von Gorlice gemacht wurden. So unvollkommen die Reste aus beiden Complexen an sich sein mögen, beweisen sie doch mit hinreichender Sicherheit, dass wir es in denselben mit Gliedern der Neocomgruppe zu thun haben, und zwar, da der Uebergang zu den darüber folgenden dem Godula-Sandsteine Schlesiens gleichzustellenden Schichtcomplexe der mittleren Abtheilung an der Grenze ein vermittelter ist, und sich bisher nirgends Spuren einer Discordanz oder einer Unterbrechung in der Sedimentation gefunden haben, mit der obersten Abtheilung der Neocomgruppe. Hiernach würde also die Lagerung nicht für die Ansicht des Herrn Professor Niedzwiecki sprechen, der geneigt ist, die Fucoidenmergel von Przemysl als Aequivalent des schlesisch-karpathischen Unter-Neocom aufzufassen (l. c. pag. 338). Die Fucoidenmergel nehmen vielmehr, nach dem eben Gesagten, ein höheres Niveau ein, nämlich etwa jenes der Wernsdorfer Schichten oder der in der Aptfacies entwickelten obersten Abtheilung der Neocomgruppe im Teschner Kreise, indem sie sich zu der folgenden mittleren Abtheilung der Karpathensandsteine ebenso verhalten, wie die Wernsdorfer Schichten zum Godula-Sandstein.

Die in den Fucoidenmergeln bei Pralkowce vorgefundene Ammonitenfauna ist wohl leider viel zu schlecht erhalten, um eine entscheidende Lösung der Frage zu gestatten. Immerhin scheint sie, wenn man von der durch Professor Niedzwiedzki mit Reserve vorgenommenen Namengebung absieht und sich nur an die Beschreibung der Formen hält, der Ansicht, dass wir es in den Fucoidenmergeln mit

---

[1]) Vergl. Paul, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1869, Bd. 19, pag. 276.

[2]) Niedzwiedzki. Beiträge zur Geologie der Karpathen. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1876, Band 26, Heft 3, pag. 331.

[3]) Szainocha, Karte der Gegend von Gorlice. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1880, pag. 304.

einem Aequivalente des Aptien zu thun haben, nicht zu widersprechen. Herr Professor Niedzwiedzki führt nämlich vier Formen an:

Lytoceras sp.
„ *cf. Juiletti d'Orb.*
Hoplites cf. neocomiensis d'Orb.
„ *cf. auritus Sow.*

Den *Lytoceras sp.* beschreibt Herr Professor Niedzwiedzki als eine Form aus der Gruppe des *Lytoceras quadrisulcatum d'Orb.*, von dem sie sich wesentlich dadurch unterscheidet, dass die Umgänge ausser den Mundwülsten eine feine Rippung zeigen und die Loben mehr zerschlitzt sind, eine Charakterzeichnung, die gut auf *Lytoceras striatisulcatum d'Orb.* [1]), eine Aptform, passt.

Dass im Aptien dem *Lytoceras Juiletti d'Orb.* sehr ähnliche Formen vorkommen, gibt Pictet[2]) an.

Der *Hoplites cf. neocomiensis d'Orb.* von Pralkowce steht zwischen der genannten Form und dem *Hoplites Dufrenoyi d'Orb.*, nähert sich aber durch weniger zahlreiche; dafür aber stärkere Rippen mehr der letztgenannten Form, die eine echte Aptform ist.

Hoplites auritus Sow. ist bisher nur aus dem Gault bekannt.

Unter den Materialien, die ich selbst von Pralkowce mitgebracht, ist besonders eine Ammonitenform sehr häufig, die dem *Amm. Moussoni Ooster* [3]) sehr ähnlich ist. Indessen bietet die etwas weite Angabe Ooster's, dass die Form im alpinen Neocom vorkomme, keinen Anhaltspunkt zur näheren Altersbestimmung ihres Lagers. Ausser dieser Form fanden sich nicht näher bestimmbare Reste von vier anderen Ammonitenarten, mehrere Fragmente von *Hamites* und Reste eines der *Terebratula depressa Lamk.* ähnlichen Brachiopoden.

Wenn sich aus diesen schlecht erhaltenen Resten vorderhand kein sicherer Schluss ziehen lässt, widersprechen sie wenigstens nicht der auf Grund der Lagerung naheliegenden Annahme, dass die Fucoidenmergel ein Zeitäquivalent der Wernsdorfer Schichten des Teschner Kreises, sonach in der Aptfacies entwickeltes oberstes Neocom sind.[4])

Was das Alter der Hieroglyphenschichten betrifft, die in diesem Theile der Karpathen im Liegenden der Fucoidenmergel auftreten und das tiefst aufgeschlossene Glied bilden, so hat man dieselben bisher nach ihrer Lagerung und petrographischen Analogie mit der Strzolka im Teschner Kreise für ein Aequivalent des Mittelneocom angesehen. Die von Herrn Dr. Szainocha bei Gorlice darin gefundenen Inoceramenfragmente, sowie ein etwas schlecht erhaltenes Jugendexemplar von *Phylloceras* können diese Ansicht eher fördern, als widerlegen.

---

[1]) Vergl. d'Orbigny, Terr. crét. I, pag. 154.

[2]) Pictet, St. Croix I, pag. 351.

[3]) Ooster, Foss. remq. Denkschriften der allg. schweiz. Ges., 1861, Bd. 18, pag. 106, Taf. 21, Fig. 5—6.

[4]) Vergl. über die Stellung des Aptien. Vacek, Ueber Vorarlberger Kreide. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1879, Band 29, Heft 4, p. 690, ferner Vacek, Neocom-Studie. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1880, Heft 3, pag. 507 und 510.

3. Ueber den Fucoidenmergeln tritt ein stellenweise ziemlich mächtiger und in der Regel landschaftlich schärfer vortretender Sandsteincomplex auf, die mittlere Abtheilung der Karpathensandsteine Paul und Tietze. In den drei ersten an die galizische Ebene zunächst angrenzenden Wellen ist derselbe grobbankig, beinahe massig, zeigt ein feines, gleichmässiges Korn, ohne Kalkcement, ist licht, zum Theile gelblich gefärbt und bricht bei Verwitterung in grossen Klötzen, welche die Abhänge zerstreut decken, während die stehengebliebenen Reste ein ruinenartiges Aussehen bekommen. Es ist dies jene leicht kenntliche Sandsteinvarietät, welche die Herren Paul und Tietze unter der Localbezeichnung Jamnasandstein ausgeschieden haben.[1]) In dem Masse, als man sich von der galizischen Ebene entfernt und in das Gebirge vordringt, verliert der Jamnasandstein sein typisches Aussehen hauptsächlich dadurch, dass er eine Menge Glimmerblättchen aufnimmt und besser geschichtet erscheint, wie z. B. in den Zügen des Rozlucz und Minczol.

4. Die Decke dieses landschaftlich in der Regel gut markirten Sandsteinlagers bildet ein in seiner Mächtigkeit sehr wechselnder Complex von dunklen Schiefern, die aus einem wiederholten raschen Wechsel von thonigen, mergeligen und sandigen, zum grössten Theile gut schiefernden Lagen bestehen. Diese Schiefer sind insbesondere dadurch von hohem Interesse, dass sich in denselben in dem Zuge der Holovnia (südlich von Spas) Petrefacten gefunden haben, die, wenn auch nur unvollkommen erhalten, zum mindesten den Beweis liefern, dass wir es in diesen dunklen Schiefern mit einem Gliede der obersten Kreide zu thun haben. Die Fauna derselben besteht nämlich vorwiegend aus Ammoniten, zum geringeren Theile aus Pelecypoden. Doch gestattet der schlechte Erhaltungszustand bei der Mehrzahl der Reste eine genauere Speciesbestimmung nicht.

Am besten erhalten ist eine Ammonitenform, die nach Gestalt, Nabelbildung und Art der Berippung mit *Amaltheus Requienianus d'Orb.*[2]), einer Turonform, gut übereinstimmt. Ausserdem finden sich noch Reste von fünf anderen Ammonitenarten, die jedoch keine nähere Bestimmung zulassen. Von den Pelecypoden ist es eine Psammobia, die der Gosauform *Psammobia impar Zitt.* nahe steht, und eine Panopaea, die der *Panopaea frequens Zitt.* ähnlich sieht. Diese wenigen Reste weisen auf obere Kreide, vielleicht ein Zeitäquivalent der Gosauformation hin.

Durch die Altersbestimmung der dunklen Schiefer als obere Kreide einerseits und das Aptienalter der Fucoidenmergel andererseits ergibt sich das Alter des zwischen diesen beiden Schichtcomplexen eingeschlossenen Sandsteinlagers der mittleren Abtheilung als jenes des Gault, sonach als Aequivalent des schlesischen Godulasandsteines, wofür es die Herren Paul und Tietze seit längerer Zeit ansehen.

Wie sich aus dem Gesagten ergibt, gehen also die Aufschlüsse im nordöstlichen Theile der mittelkarpathischen Sandsteinzone bis auf

---

[1]) Paul und Tietze, Studien, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1877, Band 27, pag. 117.

[2]) d'Orbigny, Terr. crét. I, pl. 93, pag. 315.

die Aequivalente des oberen, vielleicht auch des mittleren Neocom und die Reihe der Bildungen scheint von da an eine ununterbrochene und vollständige zu sein.

In Bezug auf die Verbreitung wurde bereits oben erwähnt, dass die Kreideaufbrüche auf die 6 bis 7 ersten Wellen, von der galizischen Ebene an gerechnet, beschränkt sind, und zwar auch hier vorwiegend auf solche Stellen, an denen die Flussläufe die einzelnen Hebungswellen tief durchnagt haben. Im engeren Gebiete des Blattes Turka ist es hauptsächlich der Lauf des Stryi und seiner grösseren Zuflüsse, des Zubrzica- und Schodnica-Baches, welche an Stellen, wo sie die Antiklinalen schneiden, die Mehrzahl der tieferen Aufschlüsse veranlassen, die alle auf die nordöstliche Ecke des Blattes, soweit dasselbe nämlich in die Aufbruchzone hineinragt, beschränkt sind. Entlang dem Laufe des Stryi finden sich vier solche Aufschlüsse, nämlich da, wo der Fluss die Antiklinale zwischen Kropiwnik und Korytyszcze und die nächstfolgenden zwischen Lastówka und Jablonka masiowa, ferner wo er Nordost von Turka das Ende des Rozluczzuges und Südost von demselben Orte den Zug des Minczol passirt; drei ähnliche Aufschlüsse finden sich entlang dem Laufe des bei Rybnik in den Stryi mündenden Zubrzicabaches, da, wo dieser die drei regelmässig hintereinander folgenden Antiklinalen der Lisowa gora, Kruhla und Jawornyskie schneidet.[1]) Von der anderen Seite veranlasst der Schodnicabach einen tieferen Aufschluss im Zuge der Kiczera. Ausser den hier angeführten finden sich noch einige kleinere durch Seitenbäche veranlasste Aufschlüsse.

Tertiär.

Eocän. Ueber dem Complexe dunkler Schiefer, welche sich nach ihrer Fossilführung als obere Kreide herausstellen, folgt an sehr vielen Stellen ein Lager von bunten Thonen, die theils dunkelroth, theils blaugrau von Farbe und häufig durch sandige und mergelige Lagen verunreinigt sind. Diese Verunreinigungen nehmen aber stellenweise so stark überhand, dass dadurch die Thone beinahe ganz verdrängt werden, und wir dann in deren Niveau eine andere Facies, nämlich einen Complex von abwechselnd weicheren und härteren, von Sandsteinlagen durchsetzten Mergelschiefern antreffen, die sich aber von den tieferen dunklen obercretacischen Schiefern sowohl durch gröbere Schichtung, als lichtere Färbung sehr gut unterscheiden.

Im oberen Theile des Eocänen nimmt das sandige Element überhand, während das mergelige zurücktritt. Es entwickeln sich zunächst Sandsteinschiefer, welche sehr kalkarm sind, eine Menge Glimmer führen und auf den Schichtflächen nicht selten feine Hieroglyphen zeigen. Wo grössere Schichtflächen entblösst sind, zeigen sie sich in der Regel von einer Menge von Sprüngen durchsetzt, wie zerhackt, während die Bruchstücke durch Kalkspathadern wieder verkittet sind. Wo grössere Klüfte das Gestein durchsetzen, sind die Kluftflächen mit

---

[1]) Vergl. den ersten Profilabschnitt auf Taf. III.

Kalkspathdrusen überzogen, denen einen Menge ringsum schön ausgebildeter Quarzkrystalle, Dragomiten, ziemlich lose aufliegen.

Diese Schiefer, welche zum Theil mit den oberen Hieroglyphenschichten von Paul und Tietze ident sind, bilden in der Gegend der Landesgrenze ausschliesslich die weitaus grössere obere Hälfte des Eocänen und sind hier an ihrer oberen Ablagerungsgrenze mit den später zu besprechenden mergeligen Aequivalenten des Menilitschiefers durch Wechsellagerung verbunden. Sie zeigen häufig eine krummschalige Textur, auf welche die von Paul und Tietze[1]) für diese Schiefer gebrauchte Bezeichnung strzolkaartig anspielt.

In dem Masse, als man von der Landesgrenze nordwärts gegen die galizische Ebene vorschreitet, schieben sich zwischen diese Schiefer immer mehr grobe, dickgeschichtete Sandsteinmassen ein, welche die Schiefer nach dieser Richtung immer mehr verdrängen und schon in der Gegend von Illnik und Turka, besonders gegen die obere Grenze der Abtheilung zu, das entschiedene Uebergewicht über die Schiefer bekommen. Es sind meist grobgeschichtete, rauhe, graue Sandsteine, die nach allen Richtungen stark zerklüftet sind und häufig in parallelopipedische Stücke zerfallen. Die Klüfte sind nicht selten mit dickflüssigem Petroleum erfüllt, das hier secundär infiltrirt zu sein scheint.

Gegen Osten, in der Gegend des Stryiflusses, nehmen diese Sandsteine einen etwas abweichenden Habitus an, indem an Stelle des kalkigen ein kieseliges Bindemittel auftritt und die Sandsteine hiedurch ein quarzitähnliches Aussehen bekommen. In dieser Abänderung, die insbesondere häufig die obersten, das unmittelbare Liegende der Menilitschiefer bildenden Partien zeigen, sind sie von den Herren Paul und Tietze unter der Localbezeichnung Sandstein von Holowiecko ausgeschieden worden.[2])

Die Verbreitungsgrenze der beiden verschiedenen Facies des Eocänen stimmt so ziemlich mit der oben für die nördliche Randzone des mittelkarpathischen Sandsteinzuges, in der Kreidebildungen zum Vorschein kommen, angegebenen Südgrenze überein. Im Gebiete dieser nördlichen Randzone sind es vornehmlich im oberen Theile des Eocänen die dicken Sandsteine, an der Basis die bunten Thone, welche herrschen, während beide Glieder nur durch einen gering mächtigen Complex von sandigen Hieroglyphenschiefern, als eine Art Uebergangsglied getrennt sind. In der mittleren, vornehmlich von Eocän-Oligocän-Bildungen eingenommenen Zone des mittelkarpathischen Sandsteinzuges herrscht dagegen die Facies der strzolka-artigen Sandsteinschiefer fast ausschliesslich durch das ganze Eocän.

Petrefacten haben sich trotz der bedeutenden Mächtigkeit und der grossen Flächen, welche die hierher gehörigen Bildungen einnehmen, bisher darin keine gefunden, so dass sich ihr Alter nur aus der intermediären Stellung, welche sie zwischen den sicher oligocänen Menilitschiefern und ihren mergeligen Aequivalenten einerseits und den dunklen obercretacischen Schiefern andererseits einnehmen, bestimmt.

---

[1]) Paul und Tietze. Neue Studien. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1877, pag. 272.

[2]) Paul und Tietze, Neue Studien. Jahrbuch, 1879, pag. 256.

Der rasche Facieswechsel macht überdies eine nähere Gliederung des Eocäncomplexes zu einer ziemlich schwierigen Aufgabe.

Anlangend ihre Verbreitung nehmen die Eocänbildungen weitaus den grössten Theil des untersuchten Terrains ein. Es würde daher zu weit führen, wollte man alle die einzelnen Rücken, welche das Eocän zusammensetzt, namentlich anführen, und mag daher nur eine mehr übersichtliche Darstellung ihrer Verbreitung genügen. In der nördlichen Aufbruchzone umsäumen die Eocänbildungen, vorwaltend in der Facies von dickgeschichteten Sandsteinen entwickelt, die sämmtlichen oben angeführten Kreideinseln und beherrschen die meisten Rücken der Antiklinalen. In einer auf diese erste Zone ins Innere des Sandsteinzuges zu folgenden und nahe bis an die Landesgrenze reichenden zweiten Zone herrschen die Eocänbildungen, in der Facies von strzolka-artigen, glimmerreichen Sandsteinschiefern entwickelt, fast ausschliesslich und werden nur von langen, schmalen Menilitschieferzügen, welche sich in den Synklinalen vor Denudation erhalten haben, unterbrochen. Eine dritte, der Gegend der Landesgrenze selbst entsprechende Zone, wird von den weiter unten besprochenen Oligocänbildungen eingenommen, unter denen die Eocänschiefer nur an wenigen, tief gehenden Erosionsstellen noch zum Vorschein kommen.

Oligocän. 1. Ueber dem Eocäncomplexe folgt ein sowohl durch seine petrographischen Charaktere, als auch durch Petrefactenführung gut gekennzeichnetes, nicht sehr mächtiges Glied, welches bei seiner bedeutenden horizontalen Verbreitung die Orientirung in den Sandsteinmassen sehr wesentlich erleichtert. Auch dieses Glied zeigt zwei an ihrer Verbreitungsgrenze durch allmälige Uebergänge gut vermittelte Ausbildungsformen, die in ihrer Verbreitung mit den beiden Facies des tieferen Eocän auffallend correspondiren.

In der mehrfach erwähnten nördlichen Randzone, welche Kreidebildungen zu Tage bringt, sind es vorherrschend dunkelbraune, oft in papierdünne Blätter spaltbare Thonschiefer mit Alaunbeschlägen und rosettenartigen kleinen Drusen von Gypskryställchen auf den Schichtflächen, welche von einer Menge in der Regel auch braun gefärbten, halbopalartigen Hornsteinlagen durchsetzt sind, also die typischen Menilitschiefer, in der engsten Bedeutung des Wortes.

Sobald man in der Gegend von Turka die letzten Kreideaufbrüche passirt hat, ändert sich der Habitus der Menilitschiefer, indem zunächst an sehr vielen Stellen die feine Schieferung verloren geht, und wir nur gröber schiefernde, griffelig zerfallende Mergel vor uns haben. Auch die bezeichnenden halbopalartigen Hornsteinlagen werden immer seltener und an ihre Stelle treten Bänke und Linsen von Sphärosiderit. Diese letztere petrographische Abänderung oder Uebergangsfacies des in Rede befindlichen Horizontes dürfte am besten dem alten Begriffe der Smilnoschiefer entsprechen.[1])

Je weiter man von Nordost her quer auf das Streichen gegen die Landesgrenze vorschreitet, um so mehr verliert die Bildung den Charakter eines Schiefers, bis in der Gegend des Grenzkammes fast

[1]) Vergl. v. Hauer, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1869, Band 19, Heft 4, pag. 552.

nur mehr dickbankige thonreiche Mergel auftreten, die nur an einzelnen beschränkten Stellen, und zwar in der Regel gegen die obere Grenze zu, noch die typische Ausbildung der echten Menilitschiefer als locale Abänderung zeigen. Die Mergel sind dunkel blaugrau von Farbe, enthalten in einzelnen Lagen eine Menge grober abgerollter Quarzkörner, seltener Rollstücke von Glimmerschiefer. Hie und da schieben sich accessorisch kalkige Sandsteinbänke zwischen die Mergelmassen. Der Uebergang der Mergel sowohl zu den tieferen eocänen strzolkaartigen Sandsteinschiefern, als zu den später zu besprechenden höheren oligocänen Sandsteinmassen ist durch Wechsellagerung vermittelt.

Die echten Menilitschiefer sowohl, als die sich in horizontaler Richtung allmälig daraus entwickelnden mergeligen Aequivalente in der Gegend der Landesgrenze sind fossilführend. Die Fauna der echten Menilitschiefer besteht vorwiegend aus Fischresten, die nach einer jüngst vorgenommenen Bearbeitung durch Herrn Dr. Kramberger[1]) folgenden 14 Arten angehören:

Lepidopus leptospondylus Heckel
„ *brevispondylus* „
„ *dubius* „
„ (?) *carpathicus Krambg.*
Megalolepis baschcaensis „
„ *latus* „
Hemirhynchus Zitteli „
Gobius leptosomus „
„ *macroactus* „
Amphisyle Heinrichi Heckel
Meletta longimana „
„ *crenata* „
„ *sardinites* (?) „
Leuciscus polysarcus Krambg.

Herr Dr. Kramberger erklärt die Fischfauna der Menilitschiefer für jungeocän, ein Resultat, mit dem eine in der Mergelfacies dieses Horizontes bei Alsó-Vereczke vorgefundene und vorwaltend aus Gasteropoden und Pelecypoden bestehende Fauna auf das Beste übereinstimmt. Von der letzteren, die eine gute Erhaltung zeigt, liessen sich folgende Arten bestimmen:

Cerithium margaritaceum Br.
var. calcaratum Grat.
var. moniliforme „
„ *plicatum Brug.*
Turritella asperulata Brong.
„ *incisa* „
Chenopus pes carbonis „
Cytherea incrassata Sow.
„ *cf. soror Desh.*
Cyrena semistriata „

[1]) Dr. Kramberger, Beiträge zur Kenntniss der fossilen Fische der Karpathen. Paläontographica, 1879, Band 26, Lieferung 3.

Cardium fallax Micht.
Cardita Laurae Brong.
Cyprina brevis Fuchs.
„ *rotundata A. Br.*
Tellina sp.
Ostrea cyathula Lamk.

Diese Fauna stimmt sehr auffallend mit der Fauna der unteroligocänen sandigen Mergel, wie sie von Herrn Dr. Hofmann[1]) aus dem Szilágyer Comitate im Hangenden der eocänen Bréder Mergel beschrieben wurden und nach dessen Angaben auch in der Klausenburger Gegend vorkommen. Im Szilágyer Comitate ist jedoch die untere Abtheilung des Oligocäns etwas mehr gegliedert, als weiter westlich in den Mittelkarpathen, indem dort eine brackische Bildung (l. c. O_2) auftritt, welche sich zwischen die marinen Ablagerungen einschiebt, und diese daher in ein tieferes (l. c. O_1) und ein höheres Lager (l. c. O_3) trennt. Dieser brackische Horizont fehlt in den Mittelkarpathen, wodurch die ganze Mergelmasse ein viel einheitlicheres Gepräge erhält. Die Fischschiefer von Illónda (l. c. O_4), welche im Szilágyer Comitat auf das obere marine Lager folgen, sind eine interessante Vertretung der karpathischen Menilitschieferfacies, die in analoger Weise an Stellen, wo sie nur als locale Abänderung der Mergelfacies auftritt, immer ein höheres Niveau einnimmt, als die Mergel.

Von den 15 angeführten Formen aus den Mergeln von Vereczke stimmen 6 mit Arten aus den Tuffen von Sangonini im Vicentinischen, mit deren Fauna die vorliegende grosse Aehnlichkeit hat[2]). Ein weiteres naheliegendes Vergleichsobject bildet Prof. Gümbel's[3]) untere Abtheilung der oligocänen Molasse von Oberbayern, von deren Fauna wir 5 bezeichnende Arten unter den aufgezählten wiederfinden. Schwieriger wird der Vergleich mit den Oligocänbildungen der nordeuropäischen Verbreitungsarea, von denen wir als ein Beispiel nur die des engeren Mainzer Beckens herausgreifen wollen. Hier müsste man, wenn man nur die Fauna berücksichtigt, als den Vereczkeer Mergeln zunächst verwandt, die oberoligocänen Cyrenenmergel ansehen. Mit den tieferen Gliedern des Mainzer Oligocän ergeben sich so gut wie keine Vergleichspunkte. Und doch ist die Lagerung der Mergel von Vereczke eine ganz andere, als die der Cyrenenmergel. Während die letzteren das oberste Glied des Mainzer Oligocän vorstellen, bilden die Mergel bei Vereczke evident die Basis der grossen oligocänen Massen in den Mittelkarpathen. Der scheinbare Widerspruch löst sich aber sehr leicht, wenn wir die Faciesverhältnisse mit in Betracht ziehen und uns darüber klar werden, dass zwei Bildungen von gleicher Facies, wie die Cyrenenmergel und Vereczkeer Mergel, selbst wenn sie in etwas ver-

[1]) Dr. Hofmann, Bericht über die geologischen Specialaufnahmen im östlichen Theile des Szilágyer Comitates. Ungarische geologische Mittheilungen, 1879, Nr. 5 und 6.

[2]) Vergl. Th. Fuchs, Beitrag zur Kenntniss der Conchylienfauna des Vicentinischen Tertiärgebirges Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, 1870, Band 30.

[3]) Gümbel, Bayerische Alpen, pag. 741.



schiedenem Niveau auftreten, immer mehr Analogien zeigen werden, als zwei genau isochrone Bildungen von ungleicher Facies. Nach der Lagerung muss man die Vereczkeer Mergel und ihr Aequivalent, die Menilitschiefer, wohl als unteroligocän nehmen, in Uebereinstimmung mit der Auffassung, welche Herr Dr. Hofmann von den tiefsten, das unmittelbare Hangende der eocänen Bréder Mergel bildenden Ablagerungen hat.

Die Verbreitung anlangend, bilden in der nördlichen durch Kreideaufschlüsse gekennzeichneten Randzone die Menilitschiefer, sowie in der einwärts darauffolgenden Eocänzone die sich aus den echten Menilitschiefern allmälig entwickelnden Mergelschiefer lange, schmale, oft auf Meilen hin zu verfolgende Züge, welche als eingeklemmte Denudationsreste einer ehemals zusammenhängenden Decke mit erstaunlicher Regelmässigkeit die Synklinalen zwischen je zwei Hebungswellen ausfüllen und dadurch die Orientirung in den Sandsteinmassen wesentlich erleichtern. Solcher Züge verquert man in den Mittelkarpathen von der galizischen Ebene an bis in die Gegend der Landesgrenze 12—14. Ein Wechsel in der Zahl wird dadurch veranlasst, dass häufig zwei solcher Züge miteinander verschmelzen oder durch Ansteigen der Mulde auskeilen. Da nun die Menilitschieferzüge auf das Schärfste die Synklinalen kennzeichnen, sind derlei Endigungen und Anastomosen derselben für das Ineinandergreifen der Wellenenden und das Verfliessen zweier Wellen in eine sehr charakteristisch.

2. Ueber den dunklen Mergeln von Vereczke folgt ein 100 Meter und darüber mächtiger Sandsteincomplex. Derselbe setzt in unserer Gegend zunächst den mächtigen, durch seine kahlen, felsigen Gipfel aus der einförmig sanft undulirten Karpathenlandschaft scharf vortretenden Bergzug des Pekuj-Starostina-Halicz zusammen, der die ungarisch-galizische Grenze markirt.

Der Sandsteincomplex besteht aus zwei mächtigen Lagern von in der Regel grobem bis conglomeratartigem, sehr glimmerreichen, dickgeschichteten Sandstein.

Die beiden Sandsteinlagen sind von einander getrennt durch ein etwas weicheres und daher in den Bergcontouren sehr leicht zu verfolgendes Glied, das vorwaltend aus dunklen, etwas kieseligen Mergelschiefern besteht. Zwischen die Schiefer schieben sich stellenweise etwas stärkere sandige und kalkige Bänke ein. Eine dieser kalkigen Bänke lieferte an der Localität Riszkania, nordwestlich von Uzsok, am Südost-Abfalle des Kinczik bukowsky, eine ziemlich reiche, in dem groben Mittel nicht besonders schön erhaltene, immerhin aber gut bestimmbare Oligocänfauna. Die bestimmbaren Formen gehören folgenden Arten an:

Eburna Caronis Brong.
Melania striatissima Zitt.
Natica crassatina Lamk.
Cardium fallax Micht.
Cytherea incrassata Lamk.
„ cf. soror Desh.
Cyrena semistriata „
Panopaea cf. augusta Nist.

Mit der Fauna der tieferen Mergel von Vereczke hat die vorliegende grosse Verwandtschaft, unterscheidet sich jedoch einerseits durch gänzliches Fehlen der Cerithien, die durch ihren Individuenreichthum den Charakter der tieferen Fauna wesentlich bestimmen, andererseits durch das massenhafte Auftreten der grossen Naticaformen, die in den tieferen Mergeln fehlen.

Mit den von Dr. Hofmann eingehend dargelegten Verhältnissen des Oligocäns im Szilágyer Comitat verglichen, dürften die hier beschriebenen Sandsteinmassen am besten der mächtigen, aus einem Wechsel von thonigen und grobsandigen Elementen zusammengesetzten Schichtgruppe O_6 l. c. entsprechen. Die Anordnung, welche die Elemente dieser Schichtgruppe im Szilágyer Comitat zeigen, ist eine den oben angeführten Verhältnissen des oligocänen Sandsteins in den Mittelkarpathen sehr analoge, indem, wie Dr. Hofmann (pag. 37 l. c.) anführt, „die festeren Sandstein- und conglomeratischen Bänke in zwei weithin verfolgbaren Zonen von ansehnlicher Mächtigkeit dominirend auftreten." Die tiefere dieser Sandsteinzonen folgt gleich über den Fischschuppenschiefern von Illónda, wie in den Mittelkarpathen das tiefere Sandsteinlager über den Aequivalenten des Menilitschiefers, die obere bildet drei Stufen, von denen die beiden tieferen nur eine geringe Mächtigkeit besitzen. Der mittlere, vorwaltend thonige Theil der Schichtgruppe führt analog wie in den Mittelkarpathen oligocäne Petrefacten, während die Sandsteinmassen an beiden Orten fossilleer sind.

Die Sandsteinmassen, welche in den Mittelkarpathen vorwaltend den ungarisch-galizischen Grenzkamm zusammensetzen, sind schon aus den älteren Aufnahmsarbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt unter der Bezeichnung Magura-Sandstein bekannt[1]), den man nach seiner Lagerung über den Amphysilenschiefern als obere Abtheilung des Oligocänen betrachtete, eine Auffassung, die durch den Fossilfund von Riszkania volle Bestätigung findet.

Dagegen wurde eine von dem übrigen Magura-Sandstein nicht zu trennende und mit den durch Fossilien sicher bestimmbaren Sandsteinmassen von Riszkania als unmittelbare Fortsetzung im Zusammenhange stehende Partie des Magura-Sandsteins in der Gegend von Uzsok als Uzsoker Sandstein[2]) ausgeschieden und von demselben angenommen, dass er stratigraphisch unter dem Aequivalente der Menilitschiefer liege. Dieser Täuschung kann nur Jemand ausgesetzt sein, der von Süden her sich der Grenzgegend bei Uzsok nähert, indem hier bei der überkippten Schichtstellung die unteroligocänen Mergel die Sandsteinmasse scheinbar überlagern. Hat man aber auf der in vielen Serpentinen von Uzsok gegen den Grenzkamm führenden Strasse so ziemlich die Höhe des Uzsoker Sattels erreicht, dann überzeugt man sich klar, dass dieselbe Sandsteinmasse, die weiter südlich steil unter die Mergel einschiesst, hier in ganz flach geneigter Lagerung normal über denselben liegt.

---

[1]) Paul, Nördliche Arva, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1868, pag. 244.

[2]) Paul, Ungher und Zempliner Comitat. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1870, pag. 248.

Die beiden in der Gegend von Uzsok gut entwickelten Lager des Magura-Sandsteins bilden nämlich eine schon aus dem Zdeniankathale her deutlich zu verfolgende, nach Nordost geneigte Synklinale und keine „domförmige Aufbruchwelle", wie es der Begriff des Uzsoker Sandsteines erfordern würde, der sonach nur auf einer unvollständigen Beobachtung beruht.

Während die Magura-Sandsteine in der Grenzgegend grosse zusammenhängende Massen bilden, erscheint ihr Lager in den weiter nach Nordost anschliessenden Wellen durch Denudation in eine grosse Anzahl lappenförmiger Stücke isolirt, welche in der Regel die Gipfel der dem Grenzkamme vorgelagerten Höhen krönen [1]).

Diese Denudationsreste finden sich, je weiter man vom Grenzkamme gegen Nordost vorrückt, immer seltener, gehen aber bis in die Nähe der galizischen Ebene. Nur ändern die Sandsteine nach dieser Richtung hin immer mehr ihren petrographischen Habitus, sie werden reiner und feinkörniger, der Glimmergehalt tritt immer mehr zurück und wir finden schliesslich in jener schon mehrfach erwähnten Zone, in der die Menilitschiefer ihre typische Entwicklung erlangen, über diesen einen lichten, feinkörnigen Quarzsandstein von sehr gleichmässigem Korne, der sich nur an einzelnen, durch die Lagerung vor Denudation geschützten Stellen erhalten hat. Diese Sandsteinvarietät lässt sich, wie aus den Angaben der Herren Paul und Tietze folgt, schon aus der Gegend von Djelatyn entlang dem nordöstlichen Karpathenrande bis in unsere Gegend verfolgen und ist nach seinem Vorkommen am Berge Kliwa bei Djelatyn als Kliwa-Sandstein bezeichnet worden [2]). Der Kliwa-Sandstein ist sonach nur eine Facies des Magura-Sandsteinhorizontes.

Die oligocänen Magura-Sandsteine sind in der Gegend der Landesgrenze das dominirende Element und nehmen hier eine ziemlich breite Zone ein, die durch ihre schroffen, kahlen Sandsteinfelsen einen auffallenden Contrast bildet zu der übrigen sanft undulirten, vegetationsgrünen Karpathenlandschaft. Ihrem Nordabfalle entspricht so ziemlich die ungarisch-galizische Landesgrenze, so dass der grössere Theil dieser Zone schon ungarisches Gebiet ist. Aus oligocänem Magura-Sandstein besteht in unserem Aufnahmsgebiete zunächst der lange Grenzzug des Pekuj-Starostina, der sich über Uzsok ununterbrochen bis an den Haliczberg (südlich von Dzwiniacz) und darüber hinaus verfolgen lässt, ferner der Zug der Ostrahora, welcher den Südwestabhang des Zdeniankathales bildet, und das weiter südlich folgende grosse Plateau des Polonina rowna. Dem Grenzkamme nördlich vorgelagert sind ferner eine grosse Anzahl kleinerer Höhen, deren Gipfel von Denudationsresten des Magura-Sandsteins gebildet werden, so Blysce (nördlich von Hnyla), Okruhla (nördlich von Libuchora), Jedlina (nördlich von Husne), Kozakova polanka und Sera kiczera (westlich von Karlsdorf), Stanecza (nördlich von Wyzłów) etc. Ein am weitesten nach Nord-Ost liegender Rest dieser Art bildet den Gipfel

[1]) Vergl. den dritten Profilabschnitt auf Taf. III.

[2]) Vergl. H. Walter, Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1880, pag. 647.

der Magura II. (nordwestlich von Smorze). In der Regel ist in diesen Fällen das obere Sandsteinlager durch Denudation ganz entfernt und nur mehr ein Rest des unteren Lagers vorhanden.

Wo im Gebiete der zusammenhängenden oligocänen Sandsteinzone grössere Wasserläufe ihre denudirende Wirkung üben, sind die Sandsteinlager in der Regel durchnagt und man bewegt sich im Grunde der Thäler grossentheils auf den unteroligocänen dunklen Mergeln von Vereczke. Nur selten erreichen hier die Einrisse auch die tieferen strzolka-artigen eocänen Sandsteinschiefer.

3. Mit dem Magura-Sandstein schliesst in dem weitaus grössten Theile des in Rede befindlichen Terrains die Sedimentfolge des karpathischen Sandsteinzuges nach oben ab. Nur in der Synklinale, in welcher der obere Theil des Dorfes Lyutta (südwestlich von Uzsok) liegt, sieht man über dem oberen Lager des Magura-Sandsteins einen Complex von weichen blaugrauen Mergeln aufliegen, in denen sich jedoch kein Fossil auffinden liess, so dass ihre Zugehörigkeit zu den tieferen Oligocänbildungen vorderhand fraglich bleiben muss. Dieselben würden, wenn wir die von Dr. Hofmann geschilderten Verhältnisse des Oligocäns im Szilágyer Comitate mit den hier beschriebenen, sehr analogen noch einmal in Vergleich ziehen wollen, ihrer Lagerung nach dem Foraminiferentegel von Kettősmező (O_6 l. c.) entsprechen.

Die Synklinale, in welcher der obere Theil des Dorfes Lyutta liegt, verquert südlich des Ortes Stavna das Thal des Unghflusses und die dem Flusslaufe folgende Unghvárer Strasse und entspricht auf dem rechten Unghufer dem Laufe des Stuzsiczabaches. Die jungen, diese Synklinale füllenden Mergel sind an der Strasse südlich von Stavna aufgeschlossen und scheinen im Stuzsiczathale grössere Verbreitung zu haben.

Von Stavna abwärts folgt der Unghfluss eine kleine Strecke dieser Synklinale bis zur Mündung des Stuzsiczabaches. Von da ab wendet derselbe aber in einem scharfen Knie und durchbricht beinahe rechtwinklig in einer engen Schlucht den Zug des Stjnskyberg. Die steil nach Nord-Ost einfallenden Sandsteinmassen dieses Zuges bilden den Nordflügel einer grossen, im Längsthale von Kostrina tief aufgebrochenen Welle, in deren Kerne die Aequivalente der oberneocomen Schichten, wie wir sie in der nördlichen, unmittelbar an die galizische Ebene angrenzenden Zone gesehen haben, auf einmal wieder zu Tage treten. Es sind zuunterst, unterhalb Kostrina an der Strasse gut aufgeschlossen, sehr glimmerreiche, kalkhältige, schieferige Sandsteine mit zahlreichen Hieroglyphen und der von Herrn Matyaszowsky als *Clenodictium carpathicum* beschriebenen, aus sechseckigen Maschen bestehenden Zeichnung auf den Schichtflächen. Ueber denselben folgt ein Complex von lichten, verworren geschichteten, durch Sand stark verunreinigten Kalkmergeln, welche wahrscheinlich ein Aequivalent der in der nördlichen Randzone in der gleichen Lagerung über hieroglyphenreichen Kalksandsteinen auftretenden Fucoidenmergel vorstellen. Darauf folgt eine mächtige Masse von dickbankigen groben Sandsteinen, die nach oben immer mehr Bänke von Mergelschiefern aufnehmen und mit einer röthlich gefärbten Partie solcher Schiefer abschliessen. Eine nähere Gliederung dieses mächtigen Complexes behufs Vergleichung mit den

oben beschriebenen Gliedern der nördlichen Randzone, gestattete mir der Mangel an Zeit nicht. Ueber den röthlichen Mergelschiefern folgt die grosse Masse des Magura-Sandsteins, an den sich am Nordabhang des Stjnskyberges als oberstes Glied die oben erwähnten schieferigen Mergel in der Synklinale von Lyutta-Stavna-Stuzsicza anlegen.

Dem Antiklinalaufbruche im Thale von Kostrina folgen südwärts noch mehrere parallele Antiklinalen ähnlicher Art bis in die Nähe von Gross-Berezna, und lassen sich die glimmerreichen, hieroglyphenführenden Sandsteinschiefer, welche das tiefste Glied im Thale von Kostrina bilden, auch im Kerne der übrigen Antiklinalen nachweisen, so dass der Unghlauf in der Strecke Kostrina — Gross-Berezna eine ähnliche Aufbruchszone älterer Bildungen passirt, wie, nach der oben gegebenen Darstellung, der Stryifluss am Nordostrande des karpathischen Sandsteinzuges auf der Strecke Turka-Stryi, nur mit dem Unterschiede, dass die südliche Zone älterer Aufbrüche, wie wir eben gesehen, unmittelbar auf jene Zone folgt, in der die jüngsten oligocänen Bildungen dominiren, während andererseits zwischen diesen und der analogen nördlichen Aufbruchzone ein breites Band liegt, das vorherrschend von eocänen Ablagerungen eingenommen wird. Dieses verschiedene Verhältniss der beiden analogen Zonen älterer Aufbrüche zu der Zone jüngster Bildungen ist, wie weiter gezeigt werden soll, für die Auffassung der Tektonik des in Rede befindlichen Theiles der Mittelkarpathen von Bedeutung.

Tektonik.

Der Sandsteinzug der Mittelkarpathen besteht in tektonischer Beziehung aus einem System von erstaunlich regelmässig und fast ermüdend gleichförmig gebauten Wellen, die ohne Ausnahme regelmässig Nordwest-Südost streichen und nach Nordost blicken, d. h. nach dieser Seite einen steilen bis überkippten Schenkel zeigen, während der entgegengesetzte Südwest-Schenkel unter 20—30 Grad flach zur nächsten Synklinale abfällt. Unter solchen Verhältnissen genügt es vollständig, an einem einzigen Profil, das wie jenes auf Tafel III genau senkrecht auf das Streichen des Sandsteinzuges genommen ist, den Bau zu erläutern, da alle übrigen Parallelprofile, bis auf ganz unwesentliche Modificationen, dasselbe Bild liefern würden.

Solche Modificationen werden hauptsächlich dadurch hervorgebracht, dass die einzelnen Wellen, wenn man dieselben im Streichen verfolgt, häufig sich ausspitzen und blind endigen, während in demselben Masse, als dieser Process an einer Welle vor sich geht, eine nächste Welle vikariirend an ihre Stelle tritt. Während so die abschwellenden Wellenenden keilförmig aneinander vorbeigreifen, bilden an solchen Stellen die begleitenden Synklinalen eine Art Anastomosen, die in gewissen Theilen des Sandsteinzuges, in denen die Menilitschieferzüge sehr regelmässig die Synklinalen begleiten, besonders klar und scharf hervortreten. Ein sehr instructiver Fall dieser Art findet sich zum Beispiel in der Gegend von Losiniec (südöstlich von Turka), wo die Wellenzüge des Rozlucz und Minczol endigen. Im Gegensatz zu den Ana-

stomosen der Synklinalen verschmelzen nicht selten auch zwei Antiklinalen in eine, indem die sie trennende Synklinalmulde immer mehr ansteigt und schliesslich blind endigt, während die zwei sie begleitenden Rücken in einen sich vereinigen. Fälle dieser Art sind in den Mittelkarpathen häufig. Weitere Modificationen bedingen endlich die innerhalb enger Grenzen sich bewegenden Aenderungen in der Stellung der Wellenschenkel, sowie die an Stellen intensiverer Biegung erfolgenden Aufbrüche der Antiklinalkämme.

Wichtig für die Auffassung der Tektonik des ganzen Gebietes sind die Folgerungen, welche sich knüpfen lassen an die im vorhergehenden Abschnitte mehrfach erwähnte Gliederung des ganzen mittelkarpathischen Sandsteinzuges in parallele Zonen, deren jede vorherrschend von Bildungen eines bestimmten geologischen Alters eingenommen wird. Wie wir gesehen haben, fängt das Wellensystem der Mittelkarpathen an der galizischen Ebene mit einer Zone an, in welcher an allen tiefer gehenden Erosionsstellen die tiefsten Glieder der karpathischen Sandsteinserie, welche der Kreide angehören, zum Vorschein kommen. Südwestlich schliesst sich an diese eine zweite Zone an, in welcher die nächsthöheren eocänen Bildungen dominirend auftreten, während die jüngeren oligocänen Menilitschiefer und ihre Aequivalente nur in einzelnen langen, schmalen Zügen als Denudationsreste die Synklinalen füllen. Darauf folgt, durch ihren Nordabfall die ungarisch-galizische Grenze bezeichnend, eine dritte vorwaltend durch die mächtigen Massen des Magura-Sandsteins, der, wie wir gesehen, den oberen Theil des Oligocänen bildet, scharf gekennzeichnete Zone, an welche sich südwärts unmittelbar, also ohne dass eine ähnliche Eocänzone wie nordwärts symmetrisch folgen würde, wieder eine Zone älterer Aufbrüche anschliesst, die man auf der Strecke zwischen Kostrina und Gross-Berezna verquert. Dieser letztere Umstand besonders ist für die Beurtheilung der Tektonik des ganzen Gebietes von Bedeutung, indem er zeigt, dass man nicht ausreicht, wenn man die eben angeführte zonenförmige Anordnung einzelner Glieder der Sedimentreihe einfach nur durch die Denudationsverhältnisse zu erklären versuchen wollte.

Man könnte sich nämlich vorstellen, der mittelkarpathische Sandsteinzug sei eine einfache undulirte Fläche, die durch eine sanfte Wölbung über das Niveau einerseits der galizischen, andererseits der ungarischen Ebene gehoben sei. Die nach den beiderseitigen Tiefenlagen abfliessenden Rieselwässer graben und vertiefen ihre Rinnsale, oder mit anderen Worten, die Denudation arbeitet von den Seiten gegen die Mitte dieser undulirten Fläche, und so kommt es, dass wir an den Rändern des Sandsteinzuges die ältesten, in der Mitte desselben, der Wasserscheide entsprechend, eine noch von der Denudation verschonte Zone der jüngsten karpathischen Bildungen antreffen.

Ein Blick auf das Profil, Tafel III, und der vorhin angeführte Umstand, dass die südliche Zone älterer Aufbrüche unmittelbar an die Zone jüngster Bildungen angrenzt, überzeugt uns jedoch eines Anderen. Das Profil, Tafel III, ist mit Rücksicht auf das Meeresniveau orientirt, und man braucht nur die beiden cretacischen Abtheilungen, welche in den vier Antiklinalen des ersten Profilabschnittes hoch über das Meeresniveau emporragen, gleichmässig bis unter den Rusky put und die

Ostra hora, welche am entgegengesetzten Profilende der Zone jüngster Bildungen in der Grenzgegend entsprechen, durchzuziehen, um sich zu überzeugen, dass dieselben hier grossentheils tief unter das Meeresniveau zu liegen kommen.

Während also das Terrain von der galizischen Ebene an bis in die Gegend der Grenzkämme dadurch, dass sich immer mehr Lagen jüngerer Bildungen anlegen, orographisch ansteigt, senkt sich dasselbe, wie aus der Betrachtung des Profils folgt, für den Tektoniker, und die Zone jüngster Bildungen in der Grenzgegend entspricht in der That einer Terrainmulde, die von Nordost gegen Südwest ganz allmälig sich vertieft. Ihrem tiefsten Theile entsprechen die oben aus der Synklinale von Lyutta-Stavna-Stazsicza beschriebenen jüngsten Bildungen des ganzen Terrains.

In dem unmittelbar auf diese Synklinale folgenden Antiklinalaufbruche von Kostrina kommen plötzlich wieder die ältesten Glieder der Schichtenserie zum Vorschein, offenbar nur durch ein starkes Aufbiegen der ganzen Sedimentfolge, analog demjenigen, durch welches der nördliche Karpathenrand über die Bildungen der galizischen Ebene gehoben erscheint.

Das Generalbild eines Profiles durch den besprochenen Theil der Mittelkarpathen müsste also, nach dem Gesagten, etwa der schematischen Uebersicht auf Taf. III entsprechen, in welcher der Uebersichtlichkeit wegen von den secundären Undulationen, deren Details das Profil, Taf. III, gibt, abgesehen wurde. Hiernach zeigt der Sandsteinzug der Mittelkarpathen, der einen Theil der nördlichen Randzone des grossen, in seinem centralen und südlichen Theile äusserst gestörten Karpathengebirges bildet, zwei im Streichen mit der secundären Faltung übereinstimmende und auch in ihrer Form dem Baue der secundären Wellen sehr analoge grosse Hebungen, gleichsam Wellen zweiter Ordnung, ein Fall, zu dem sich in der nördlichen sowohl, als der südlichen Randzone der Alpen eine Menge Analogien finden.

Anmerkung. Von einer Besprechung der im Aufnahmsterrain befindlichen Petroleumvorkommen wurde in diesem Aufsatze absichtlich abgesehen, weil dieselbe in einer von Herrn Bergrath Paul im ersten Hefte 1881 dieses Jahrbuches veröffentlichten, diesbezüglichen Arbeit viel besser ihren Platz gefunden hat.

Der Steinberg bei Ottendorf im Troppauer Bezirke.

Von Alois Sigmund.

Die Geologie der Umgebung der Hauptstadt Oesterreichisch-Schlesiens bietet keine reichen Bilder.

Die Stadt erhebt sich auf diluvialen Sandstein- und Lehmschichten, welche auch in weitem Umkreise die obersten Schichten bilden. Diese stehen mit den Sedimenten, welche die Oberfläche des benachbarten preussischen Ober-Schlesiens und weiter des ganzen norddeutschen Tieflandes bilden, in innigem Zusammenhange. Sie stammen demnach aus dem nordeuropäischen Meere der Eiszeit, dessen südliches Ufer wenige Kilometer südwärts von Troppau am Nordsaume des niederen Gesenkes hinlief.

Unter diesen diluvialen Schichten liegt ein blaugrauer Mergel, der dem marinen Tegel der Mediterranstufe des Wiener Beckens entspricht. Er ist an mehreren Stellen der Umgebung Troppaus durch Erosion aufgedeckt; so am rechten und linken Oppa-Ufer und an beiden Ufern des Ostrabaches bei Kathrein. Die Mergelschichte, welche unmittelbar am rechten Oppa-Ufer bei Troppau in der Nähe des sogenannten Gypsbrünnels ansteht, führt kleine, glatte Modiolen und flache, gerippte Pectenschalen; bei Kathrein ist dem Thone ein Lager späthigen Gypses eingelagert, welches durch die Gypszeche Albert vom Jahre 1853 bis 1873 ausgebeutet wurde. Weil sich jedoch in den Gruben übermächtige Wassermassen ansammelten, wurden diese aufgegeben und später verschüttet; heute ist jede Spur des früheren schwunghaften Gypsbaues verschwunden.

Nach den bisherigen Beobachtungen scheinen diese tertiären Mergel unmittelbar den Grauwackensandsteinen und Thonschiefern der Culmformation aufzulagern, welche dem Massive des im Süden und Westen der Hauptstadt aus der Ebene emportauchenden niederen Gesenkes angehören. Diese Sedimente wurden, wie dies aus den Resten der eingeschlossenen Thiere und Pflanzen erhellt, innerhalb flacher Meeresbuchten mit sumpfigen Ufern abgelagert.

Noch ältere Gesteine sind bislang in der Umgebung der Stadt nicht bekannt.

Jene Culmschichten wurden vor der Ablagerung der tertiären Schichten an mehreren Punkten des Troppauer Gebietes und der an-

grenzenden preussischen Landschaft von Basalten durchbrochen, nämlich bei Kamenz, Ottendorf, Wüst-Pohlom, Deutsch-Neukirch und Köbrowitz. Im weiteren Umkreise sitzen Basalte devonischen, (Rautenberg, Venusberg, Köhlerberg) triadischen (Annaberg, Gogolin, Dembio) und Kreideschichten (Proskau und Chrosczinna) auf.

Diese oberschlesischen Basalte werden als die äussersten östlichen Ausläufer der einstmaligen Vulkanenzone betrachtet, welche in der Eifel am linken Rheinufer beginnend, quer durch ganz Deutschland bis nach Böhmen, Mähren und Schlesien sich erstreckt. Der Annaberg, unweit Kosel am rechten Oderufer, ist der östlichste Basaltpunkt Europas, da weiter bis zum Ural keine Basalte bekannt sind.

In vorliegender Arbeit biete ich eine geologische Skizze des Ottendorfer Basaltberges, der zwar schon in früheren Werken schlesischer Geologen genannt, jedoch — wie manche andere schlesische Basalte — sowohl hinsichtlich der petrographischen Beschaffenheit des Gesteins, als wegen seiner Tektonik bis heute unbekannt war.

Carl v. Oeynhausen schrieb zuerst über das Basaltgebiet Ober-Schlesiens. Sein Werk [1]) zeichnet sich durch eine reiche Fülle scharfer Beobachtungen in hervorragendem Maße aus. In demselben berichtet er unter dem Capitel „Basaltgebirge" vom Ottendorfer Steinberge. Der Basalt desselben ruhe, obgleich er von lauter angeschwemmtem Gebirge umgeben sei, bestimmt auf der Grauwacke und dem Uebergangsthonschiefer.

In späteren Schriften über die Geologie Ober-Schlesiens beschränken sich die Autoren hinsichtlich des Ottendorfer Basaltlagers auf die aphoristische Wiedergabe der v. Oeynhausen'schen Beobachtung.

F. Römer, der ausgezeichnete Förderer der schlesischen Geologie, erwähnt in seiner „Geologie von Ober-Schlesien, Breslau 1870" bei der Aufzählung [2]) der in das Gebiet seiner geologischen Karte von Ober-Schlesien fallenden Basaltpartien von Oesterreichisch-Schlesien den Ottendorfer Basalt gar nicht.

Der Ottendorfer Steinberg taucht im Süden und Westen am linken Ufer der Mohra sanft aus der Ebene empor und streckt sich dann zu einem Plateau aus. Dieses fällt gegen Nord und West steil gegen die Hosdnitz ab, einen starken Bach, welcher den Berg in einem weiten Bogen umfliesst. Im Norden ist diesem Plateau die Ebene, welche die von Troppau nach Olmütz führende Strasse durchschneidet, im Osten und Süden jene vorgelagert, welche die Mohra bei ihrem Austritte aus dem Gebirge durchströmt. Im Westen erhebt sich jenseits des Hosdnitz ein flachwelliges Hügelland, das dem Benischer Plateau angehört.

---

[1]) Versuch einer geognostischen Beschreibung Ober-Schlesiens und der nächstangrenzenden Gegenden von Polen, Galizien und Oesterr.-Schlesien. Essen 1822.

[2]) Vide pag. 422.

Die Achse des Berges streicht von Nordosten nach Südwesten, ihre Länge beträgt über 2 Kilometer, die Breite des Plateaus circa 1 Kilometer, die absolute Meereshöhe desselben 307 Meter.

Circa 28 Meter hoch liegt dasselbe über dem „Oberring" der Stadt Troppau und über der den Hügel von 3 Seiten umgebenden Ebene [1]). Von der Stadt ist es in südwestlicher Richtung 2 Kilometer entfernt.

Diluviale Schichten lagern am Plateau und an den Abhängen des Berges; besonders an der Ostflanke sind sie mächtig entwickelt. Nach meinen Erfahrungen gliedern sie sich in:

1. oberen, kalkhältigen Lehm, gegen 1 Meter mächtig. F. Römer erklärt diesen zu oberst lagernden Lehm, wie es aus seiner Karte (Section Troppau) ersichtlich ist, als Löss; doch wurden bislang weder hier, noch in dem von F. Römer ebenfalls dem Lössgebiet Ober-Schlesiens einbezogenen Oppathale die den Löss charakterisirenden Landschnecken aufgefunden; hingegen schliesst dieser Lehm nicht selten jene Kalkconcretionen ein, wie sie dem Löss eigenthümlich sind.

2. Sand, in mächtigen Bänken besonders der Ostflanke des Berges angestaut, mit nordischen Geschieben. Diese sind: *a*) faustgrosse Knollen grauen Feuersteines und reiner Kreide; *b*) grosse Blöcke fleischrothen, grosskörnigen Granites; *c*) Blöcke röthlichen Quarzites; *d*) Geschiebe grauen oder röthlichen untersilurischen Orthocerenkalksteines.

Ausserdem sind diesem Sande strichweise bis 1 Meter mächtige Schichten faustgrosser Quarzgeschiebe eingelagert.

3. Unteren Geschiebelehm, dem ebenfalls strichweise dünne Bänke kleiner Rollstücke von Quarz und vereinzelte Feuersteine eingelagert sind.

Unter diesen diluvialen Schichten lagert eine nur an wenigen Stellen zu Tage tretende Schichte blaugrauen Tegels von unbekannter Mächtigkeit, dem stratigraphischen Verhalten nach die südliche Fortsetzung jener neogenen Thonschichte, welche, wie eingangs erwähnt, an der Oppa auf grössere Strecken sichtbar ist.

Diese diluvialen und tertiären Schichten lagern discordant auf Culmschichten: deutlich in fusshohe Bänke geschichtete Grauwackensandsteine, welche mit Thonschiefern wechsellagern. Diese Gesteine sind am Nord- und Westfusse des Berges theils durch unbedeutende Steinbrüche, theils durch die Erosion der Hosdnitz bloßgelegt.

Die Farbe und Structur der Grauwackensandsteine variirt in den einzelnen Bänken; doch herrschen graue und röthlichbraune Gesteine vor. Das Gestein der einen Bank zeigt eine Structur, wie sie der Granit besitzt, das einer anderen, wie sie dem Gneisse, ja einem Thonschiefer eigenthümlich ist.

---

[1]) Die angegebenen Höhen wurden nach den trigonometrisch ermittelten Höhenangaben der Karte der Umgebung von Troppau, gez. von k. k. Oberlieutenant C. Kristen und Lieutenant Ed. Heymann vom 1. Linieninfanterieregimente, 1870" berechnet.

Schon makroskopisch erkennt man in diesen Gesteinen abgerundete Quarzkörner, Feldspathleisten und den Reichthum an Kaliglimmer. Im Dünnschliff erweisen sich die Quarzkörner reich an Flüssigkeitseinschlüssen und nadel- oder stäbchenförmigen Krystalliten, die Feldspathe als ziemlich veränderte Ortho- und Plagioklase. Dem grünlichweissen Kaliglimmer gesellt sich noch hie und da ein tiefbraunes Biotitblättchen hinzu. Diese Mineralien sind durch ein dunkelbraunes Cement mit einander verbunden.

Manche dieser Sandsteinbänke sind durch ihre Klüftung in parallelopipedische Platten ausgezeichnet. Diese Eigenschaft macht das Gestein als Baumaterial brauchbar: viele Bauernhäuser und Gartenmauern sind von jenen Platten gebaut. Das Gestein verwittert jedoch leicht und zerfällt dann zu Grus. Die Klüftungsflächen sind oft mit fingerdicken Quarzkrusten überzogen. Hin und wieder beobachtet man in den Sandsteinen eckige Stückchen oder grosse Flatschen von Thonschiefer eingeschlossen.

Der Thonschiefer ist in wenigen dünnen Bänken dem bedeutend mächtigeren Schichtencomplexe der Grauwackensandsteine eingeschaltet. Es ist dasselbe Gestein, welches bei Meltsch, Eckersdorf bei Benisch und anderen Orten durch grosse und zahlreiche Brüche aufgeschlossen ist. Er hat eine grauschwarze Farbe und besitzt eine sehr feinkörnige Structur. Die Schieferung ist eine eminent vollkommene und der ursprünglichen Schichtung parallel, nicht wie bei anderen Dachschiefersorten das Ergebniss einer transversalen Schichtung. Aber gerade diese Eigenschaft des schlesischen Thonschiefers steht seiner extensiveren Verwendung als Dachdeckungsmaterial hinderlich entgegen, weil er sehr leicht abschiefert und zu einem schwarzen Staube verwittert, was bekanntlich bei den englischen, französischen und rheinischen Dachschiefern in diesem Grade bei weitem nicht der Fall ist.

In einem Dünnschliffe, den ich senkrecht zur Schieferung ausführen liess, beobachtete ich folgende Structur: gelblich braune Nädelchen eines Minerals, welches nicht näher bestimmt werden konnte, bilden die langgezogenen Maschen eines Netzes. Zwischen diesen stecken winzige, wasserhelle Quarzkörner; Kohlenstäubchen sind unregelmässig diesem Gesteinsgewebe eingestreut.

Was die tektonischen Verhältnisse der Culmschichten betrifft, so wurde mir aus vielen Beobachtungen des Streichens und Fallens an den im Norden, Westen und Osten aufgeschlossenen Schichtflächen klar, dass sie die Mantelfläche des Berges bilden, der annähernd die Form eines elliptischen Kegelstutzes besitzt.

Den Kern des Berges bildet der Basalt. Dieser überlagert, wie dies sehr deutlich in dem grossen, an der Ostseite des Plateaus angelegten Einschnitte beobachtet werden kann, die Culmschichten; in einer Tiefe von 8 Metern wurden mitten im Basalt die Schichtenköpfe mehrerer Bänke röthlichgrauen Grauwackensandsteines aufgedeckt. Diese streichen conform der Ostflanke des Berges von Norden nach Süden und fallen gegen Osten unter einem Winkel, der von dem Fallwinkel der homologen Sandsteinschichten an der Nord- und Ostflanke des

Berges nur in unbedeutendem Masse differirt. Hier sei bemerkt, dass jener im Basalt steckende Sandstein keine Contactwirkung aufweist.

Welcher geologischen Epoche das Basaltlager angehört, dürfte wohl kaum je mit absoluter Sicherheit festgestellt werden können. Sicher ist jedoch, dass dessen Bildung vor der Ablagerung des neogenen Mergels erfolgte, denn an dem nördlichen Abfall des Plateaus sah ich jenen deutlich einer aufgedeckten Stromstirn auf- und angelagert.

Der frische Basalt hat eine blauschwarze Farbe, aus dessen makroskopisch sehr dicht erscheinender Grundmasse Olivinkrystalle in äusserst reicher Menge hervortreten. An günstigen Bruchflächen beobachtet man die scharf ausgeprägten Begrenzungsflächen der Krystalle. Gewöhnlich bemerkt man jedoch recht- oder sechseckige Durchschnitte. Die Grösse der makroskopischen Olivinkrystalle wechselt zwischen weiten Grenzen; von winzigen, kaum 1 Millimeter Länge erreichenden bis 1·5 Centimeter grossen gibt es zahlreiche Uebergänge. Bruchstücke des Basaltes ziehen auf 2 Millimeter Distanz die Magnetnadel an; das specifische Gewicht wurde auf 3·098—3·104 bestimmt.

Im Dünnschliffe u. d. M. zeigt der Basalt eine sehr feinkörnige, durchaus krystalline Grundmasse. Es gelang mir nicht, auch nur einen Hauch einer glasigen Zwischenmasse nachzuweisen.

Als wesentliche Gemengtheile ergeben sich folgende Mineralien:

1. Nephelin. Dieses Mineral tritt in diesem Gestein äusserst selten in wohl definirten Krystallen auf; nur an sehr wenigen Punkten meiner Schliffe konnte ich recht- oder sechseckige Durchsschnitte desselben nachweisen. In den meisten Fällen bildet es Aggregate von Körnern, die verschieden optisch orientirt sind; den Nachweis des Vorhandenseins dieses Minerals durch chemische Prüfung führte mein verehrter Freund, Herr Dr. Eugen Hussak in Wien. Es gelatinirte das Pulver des Basaltes sehr stark schon mit kalter, verdünnter HCl, wo bekanntlich der Olivin des Gesteins noch nicht wesentlich angegriffen wird. Die isolirten rechteckigen Krystalldurchschnitte, sowie die zu Aggregaten vereinten Körner polarisiren das Licht mit wolkenblaugrauer Farbe und zeigen, im Schliff mit verdünnter HCl behandelt, an der Oberfläche Kochsalzwürfel.

Die Nepheline sind theils vollkommen wasserklar, theils mit ausserordentlich feinen, blassgelblichen Augitnädelchen reichlich durchspickt. An manchen Stellen sind sie mit Calcit associirt.

2. Augit. Die Grundmasse des Basaltes ist ein sehr dichtes Gemenge von verschiedenst situirten, mikroskopischen Augitsäulchen. Aus diesen treten bis 0·6 Millimeter grosse, einzelne Augitkrystalle und morgensternähnliche Augit-Aggregate hervor. In den Durchschnitten zeigen sich diese als vielstrahlige Sterne.

Die Augite dieses Basaltes haben im durchfallenden Lichte eine lichtgraue oder gelblichgraue Farbe und sind durch ihre Reinheit auf-

fallend. Selten beobachtet man in ihnen Einschlüsse von nadelförmigen Mikrolithen, von Glas- und Magnetitkörnchen.

3. Olivin. Fällt schon dem freien Auge der grosse Reichthum an diesem Mineral auf, so ist dies noch vielmehr bei der mikroskopischen Betrachtung der Schliffe der Fall. Es dürften sich wohl, was das Mengenverhältniss der in der Grundmasse ausgeschiedenen Augite und Olivine betrifft, diese Mineralien das Gleichgewicht halten.

Er tritt zumeist in wohl ausgebildeten Krystallen auf; selten begegnet man solchen, welche an den Polen oder den Begrenzungsflächen deformirt sind. Seine Einschlüsse sind: in Schnüren und Schwärmen vereinigte Dampfporen, Glas, stabförmige Mikrolithen, Magnetit- und Picotitkörnchen und Schüppchen von Biotit.

4. Magnetit, in sehr reicher Menge vorhanden.

5. Biotit, in gelblichbraunen Lamellen spärlich im Gesteinsgewebe vertheilt.

Demnach ist der Ottendorfer Basalt als ein Biotit führender Nephelinbasalt zu bezeichnen.

In mikroskopischen Hohlräumen des Gesteins trifft man auf wasserhellen Calcit an secundärer Lagerstätte. Die Wandung eines solchen Hohlraumes sah ich in einem Schliffe dicht mit Augitsäulchen bewachsen; im polarisirten Lichte bemerkte ich jedoch, dass diese mit einem doppelten calcitischen Mantel überzogen waren; wie ein Hauch lag der erste auf den Kryställchen, während der zweite eine etwas dickere Schichte bildete.

In mandelförmigen Hohlräumen beobachtete ich folgende Mineralien:

1. Milchweissen Quarz, durchschwärmt von haarfeinen Basaltadern, umhüllt von einer 3 Millimeter dicken Schichte bläulichen Chalcedons.

2. Eine taubeneigrosse Mandel hellgrünen Specksteines, in dessen Mitte ein gelber, erst wenig zersetzter Olivinkrystall steckt.

3. Gelbbraune Bergseife in faustgrossen Knollen. Dieses Mineral und die Specksteine stecken mitten in verändertem lauchgrünen Basalte, der allmälig in vollkommen frischen übergeht.

4. Röthlichgrauen Quarzit in faustgrossen Brocken, welchen das basaltische Magma, als es aus der Tiefe der Eruptionsspalte gefördert wurde, von den Wänden derselben mitgerissen und eingehüllt hatte. An den Contactflächen ist er in ein granatrothes Gestein umgewandelt.

Die Wandung eines ganz unregelmässig geformten Hohlraumes ist von einem weissen, krystallinischen Minerale in concentrisch strahligen, nieren- und traubenförmigen Aggregaten überzogen. Die chemische Analyse dieses Minerals, welche mein geehrter College, Herr W. Demel, Professor der Chemie an der Staatsrealschule in Troppau, übernahm [1],

---

[1]) An dieser Stelle erlaube ich mir den Herren Dr. Eugen Hussak in Wien und Prof. W. Demel für die ausgeführten chemischen Analysen und dem Director der k. k. Oberrealschule in Troppau, Herrn F. Charwat, für die bibliothecarische Unterstützung bei der vorliegenden Arbeit meinen besten Dank auszusprechen.

ergab folgende Resultate: „In kleinen, scharfkantigen Stücken schmilzt das Mineral v. d. L. unter Aufblähen zu einem weissen, kleinblasigen Email; im Glasrohre erhitzt, gibt es Wasser ungefähr in der Menge von 15—20 Procent ab; in *HCl* ist es mit Hinterlassung von Kieselerde auflöslich, ohne vollkommene Gallerte zu bilden, in der Auflösung ist Kalk und Thonerde nachweisbar." Aus dem morphologischen und chemischen Verhalten dieses Minerals schliesse ich auf Desmin. Diesen überzieht stellenweise ein sehr dünner Anflug eines dunkelgrünen, krystallinischen Minerals, welches v. d. L. unter starkem Leuchten zu einem grauweiss gefärbten Email leicht schmelzbar ist und im Glasrohre leicht Wasser abgibt, jedoch wegen der geringen Quantität nicht näher chemisch bestimmt werden konnte.

In anderen unregelmässig gestalteten Hohlräumen findet man schneeweissen Aragonit in Säulenstämmen mit parallelfaseriger Structur.

Kluftwandungen überziehen:

1. Dunkelgrüner Serpentin in dünnen Blättchen.
2. Desmin in Halbkugeln von concentrisch strahligem Baue.
3. Calcit in sehr dünnen Krusten.
4. Erdiger, oft staubähnlicher Brauneisenstein.

Die Frage über die Tektonik des Basaltes ist heute noch nicht spruchreif, weil zuvor noch wichtige Sonderfragen, insbesondere jene über die räumliche Ausdehnung des Basaltlagers gelöst werden müssen. Bis heute mangelt es noch an geeigneten Aufschlüssen.

Im Folgenden berichte ich über die Beobachtungen an den gegenwärtigen Aufschlüssen. Auf dem nördlichen Theile des Plateaus, sowie auf dessen Nordabhang bemerkt man eine grosse Anzahl 2—4 Meter tiefer Gruben, welche primitive Steinbrüche darstellen, und den grossen, in den Jahren 1879—1880 angelegten Einschnitt.

Eine Besichtigung jener Gruben lehrt sofort, dass die Oberfläche des Plateaus bis zu einer Tiefe von circa 2 Meter nicht von einer zusammenhängenden Basaltmasse, sondern von theils plattenförmigen, theils ellipsoidischen, theils unregelmässigen, sehr grossen Geschieben ähnlichen Blöcken gebildet wird[1]), welche unter einander durch Lehm verbunden sind.

Diese Blöcke haben an ihrer Oberfläche nur eine wenige Millimeter dicke bläulichgraue Verwitterungsrinde; im Innern sind sie noch vollkommen frisch.

---

[1]) Ein Block, der vor mehreren Jahren ausgegraben wurde, hatte die Grösse eines Häuschens; durch 9 Dynamitschüsse wurde der Riese gesprengt; geschlägelt lieferte er 20 Basaltprismen à 1 Kubik-Meter.

Deswegen werden gerade diese unmittelbar unter der dünnen Schichte des Culturbodens liegenden Blöcke von den Steinbrechern aufgesucht. Sie lieferten das unübertrefflich tüchtige Schottermaterial für die Chausseen des Troppauer Bezirkes und des benachbarten preussischen Ratiborer Kreises. Wegen der reichen Menge dieser so leicht zu gewinnenden Blöcke und besonders weil auch die in der Grube sich anhäufenden Lehmmassen, auf deren Wegschaffung man bislang kein Geld verwenden wollte, die Gewinnung des tieferliegenden Basaltes hemmten, liess man diesen unbeachtet.

Die Grenzen des Verbreitungsbezirkes dieser Blöcke sind grösstentheils unbekannt; sicher ist, dass in der Zone, wo das Plateau allmälig gegen Norden abzufallen beginnt, die Blöcke tiefer in den Berg hinabtauchen. Denn man sieht hier in mehreren Gruben diese von den diluvialen und tertiären Schichten überlagert.

Denkt man sich demnach eine Fläche den zuhöchst liegenden Blöcken angelegt, so läuft diese am Plateau horizontal, biegt sich am Nordabhange stark um, läuft also nicht parallel der Ebene desselben. Die jüngsten Sedimente erscheinen hier dieser Fläche discordant angelagert. Ich denke, dass diese gewölbte Fläche auf eine Kuppe hinweist.

Den relativ besten Einblick in die Tektonik des Basaltlagers gewinnt man durch die Besichtigung jenes oben erwähnten Einschnittes, der zum Zwecke einer extensiveren Ausbeutung des Basaltes angelegt wurde. Er ist gegenwärtig 120 Meter lang, 6 Meter breit und spaltet den östlichen Theil des Berges zur Hälfte bis zu einer Tiefe von 8 Metern. Durch diesen Einschnitt wurde vornehmlich klar, dass Basalt in zumeist senkrechten Säulen zerklüftet, oder kugelförmig abgesondert in Verbindung mit Basaltconglomerat — dieses in geringer Mächtigkeit — das obere Massiv des Berges bildet.

In prächtigen Colonnaden starren die Säulen längs der Wände der ausgedehnten Grube. Schlanke, 3 Meter hohe polygonale Pfeiler, deren Fuss in abgestürztem Lehme steckt, beobachtet man in der Tiefe, mächtige, 1 Meter dicke, 6 Meter hohe im höheren Niveau. Wie Capitäle sind diesen jene Blöcke aufgesetzt, welche die oberste Basaltlage bilden.

Diese Säulen sind vor denen anderer Basaltlager dadurch charakterisirt, dass sie aus vielen, längs der Achse gereihten Kugeln oder Ellipsoiden von 0·5—1 M. Durchmesser bestehen — wie dies bislang auch am Eckardsberge bei Zittau und in der Bertricher Käsegrotte in der Eifel beobachtet wurde.

Diese Säulenglieder sind aus wenigen, 5—6 Centimeter dicken, concentrischen Schalen zusammengesetzt. Die äusserste der Schalen besteht aus blaugrauer Basaltwacke, die folgenden aus halbverwittertem Basalt. Diese umschliessen einen zumeist vollkommen frischen Kern.

Neben der Zerklüftung in Säulen findet sich stellenweise eine selbständige Kugelabsonderung, ähnlich der, wie sie in ausgezeichneter Weise manchen isländischen Basalten, denen der Wolkenburg, des Siebengebirges eigen ist. Auch diese Kugeln sind in derselben Weise

gebaut und zeigen von innen nach aussen dieselben Abstufungen von frischem Basalt zu Thon, wie die Säulenglieder.

Geht man die Colonnaden entlang, so beobachtet man am nördlichen Ende derselben ein sanftes Fallen der Säulen gegen Nord. Gemäss der Erfahrung, dass die Richtung der Säulen senkrecht auf der grössten Cohäsion des Basaltes mit der Basis stattfindet, schliesse ich auf eine schwache Neigung der Unterlage nach Süd. Vereint man damit den Schluss, dass die Basis der das Hauptmassiv der Basaltmasse bildenden senkrechten Säulen eine horizontale ist, so resultirt eine an den Rändern leicht geschwungene Mulde als Fassung des Basaltlagers.

Wenn ich es schliesslich unternehme, die Frage zu erwägen, welcher Kategorie von Lagerungsformen der Ottendorfer Basalt angehört: so ermuntern mich dazu vornehmlich die Schlüsse aus einer Reihe von Beobachtungen, welche mir als wichtige Momente bei der Entscheidung jener Frage zu gelten scheinen.

Ich verhehle mir nicht, dass erst die zukünftigen Beobachtungen bei den projectirten Tiefbohrungen und neuen Steinbrüchen, welche am ganzen Umfange des Plateaus werden angelegt werden, sowie ein genaues, vergleichendes Studium der benachbarten Basaltlager volle Klarheit in jener Frage herbeiführen werden.

Vorerst sei hervorgehoben, dass keine Spur darauf hindeutet, dass einst ein Stratovulkan, der basaltisches Magma gefördert hätte, bei Ottendorf existirte.

Der Annahme, das Ottendorfer Basaltlager wäre das Erosionsrelict, vielleicht das dicke Ende eines Stromes, der aus einer Spalte eines entfernten vulkanischen Kegels geflossen, stellt sich Folgendes entgegen:

1. Im weiten Umkreise trifft man nirgends auf vulkanische Tuffe oder Laven, welche den Kegel, dem jener Strom entsprungen wäre, aufgebaut hätten. Würden wir auch annehmen, jene Tuffe seien längst durch die Erosion vollständig entfernt, so müssten doch die fast unzerstörbaren basaltischen Gänge noch erhalten sein, als Mauern in der Landschaft emporragen: Solche Gänge oder auch nur deren Spuren existiren aber nicht.

2. Die gegenseitige Lage sämmtlicher Basaltlager der Umgegend. Diese zeigen ganz ähnliche tektonische Verhältnisse, wie das von Ottendorf; als Stromenden würden sie mehr oder minder in die Peripherie eines Kreises fallen, dessen Mittelpunkt der hypothetische Krater des vulkanischen Kegels einnahm; sie müssten also vom gedachten Eruptionscentrum aus radial gestellt sein. Das ist nun keineswegs der Fall; im Gegentheile: es fällt mir auf, dass die in Intervallen von 2 Meilen von einander entfernt liegenden Basaltpunkte von Komeise, Kamenz, Ottendorf, Wüst-Pohlom und Neu-Sykowitz (in Mähren) einerseits, die von Deutsch-Neukirch und Köbrowitz (Preussisch-Schlesien) andererseits in zwei parallele, von Nordwest nach Südost streichende Gerade, (welche vielleicht Hauptspalten der Erdkruste, die längs dem Südufer des Tertiärmeeres auftreten, entsprächen) sich einreihen.

Wenn nach diesen Gründen ein einstiger Zusammenhang des Ottendorfer Basaltlagers mit einem Stratovulkane wohl ausgeschlossen

erscheint, so denke ich demnach der Wahrheit nahe zu sein, wenn ich annehme, dass der Ottendorfer Basalt an Ort und Stelle aus der Tiefe (jener Spalte) emporgedrungen sei und in der flachen Mulde des Schieferhügels sich abgelagert habe: das Lager wäre demnach eine Quellkuppe[1]).

[1]) Im Sinne Reyer's.

31. Band. 1881. JAHRBUCH III. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Ueber die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia.

Von A. Bittner.

Mit drei Tafeln (Nr. IV—VI).

Das mir vom Chefgeologen der II. Section, Herrn Oberbergrath E. v. Mojsisovics für den Sommer 1880 zur Aufnahme zugewiesene Terrain umfasst die von mesozoischen Bildungen eingenommenen Antheile der Blätter Zone 22, col. III. (Storo) und Zone 23, col. III. (Lago di Garda — westlich vom See) der neuen Specialkarte. Als Abgrenzung gegen das im Westen anstossende Arbeitsgebiet der I. Section (Oberbergrath Stache) wurde im Allgemeinen die Linie Val Trompia-Caffaro und das Chiesethal von der Einmündung des Caffaro aufwärts, sowie die in dessen Fortsetzung gelegene Tiefenlinie bis Tione angenommen, westlich von welcher Grenze nur mehr die triassischen Schichten zu beiden Seiten des Val Daone, sowie die Züge des Mte. Gajola und Mte. Sole zwischen Roncone und Tione in den Bereich der Begehung zu ziehen waren. Gegen das im Norden und Nordosten anstossende Aufnahmsgebiet des Herrn M. Vacek ergab sich als sehr natürliche Grenzlinie die Einfurchung, welche von Tione aus über den Duronesattel und durch das Thal von Ballino gegen Riva verläuft.

Das Aufnahmsgebiet umfasste demnach ausser der Gebirgsmasse des Mte. Cornovecchio vorzüglich die Gruppe des Mte. Gaverdina und die von jener durch das Ledrothal geschiedene des Mte. Lanino und der Cima della Guardia, an welche sich als Fortsetzung die westlichen Randgebirge des Gardasees, sowie die Umrahmungen des Val Sabbia anschliessen. Das Hauptgewicht bei den Untersuchungen wurde selbstverständlich auf die österreichischen Gebietsantheile gelegt, während die italienischen Districte schon der zugemessenen Zeit wegen etwas flüchtiger behandelt werden mussten; das gilt insbesondere für die gegen die Ebene hinaus den Rand des Gebirges bildenden nachtriassischen Ablagerungen in der Umgebung von Salò und gegen Brescia hin, bezüglich welcher Bildungen allerdings bisher die meisten älteren Beobachtungen vorliegen.

Als Hauptantheil des aufgenommenen Terrains, sowohl was Mannigfaltigkeit der Entwicklung, als was tektonische Gliederung anbelangt, muss wohl der auf Tiroler Gebiet entfallende Abschnitt be-

zeichnet werden. Dieses Gebiet hat sich bekanntlich in neuester Zeit einer ungewöhnlichen Aufmerksamkeit von Seite der Fachmänner zu erfreuen gehabt. Seit Benecke (Geogn.-palaeontol. Beiträge, 1. Bd., pag. 34) im Jahre 1868 den Ausspruch that, dass die südlich von der Linie Riva-Storo gelegene Gebirgspartie eine der interessantesten für das südliche Tirol werden dürfte, sind zu wiederholten Malen Forscher in diese Gegenden gepilgert und haben da ihre Beobachtungen gesammelt und reiche Ausbeute heimgebracht. Die stratigraphischen Elemente dieser Region zum ersten Male klar geschieden und in ihrer Aufeinanderfolge festgestellt zu haben, bleibt das unbestreitbare Verdienst von T. Nelson Dale, dessen Arbeit: „A study of the Rhaetic strata of the Val di Ledro in the Southern Tyrol, 1876," geradezu als ein Muster von vorurtheilsfreier, gründlicher und gewissenhafter Darstellung gelten kann. Eine weit umfassendere Aufgabe hatte sich Professor Dr. Richard Lepsius in seinem 1878 erschienenen Werke: „Das westliche Südtirol" gestellt. Auf den Inhalt desselben, soweit er das von mir begangene Gebiet berührt, näher einzugehen, wird sich in der Folge vielfach Gelegenheit bieten.

Meinem geehrten Chef, Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics, welcher mir das aufgenommene Terrain zur Begehung zuwies, bin ich nicht nur dafür, sondern auch für die Mittheilung einer grossen Anzahl von Bestimmungen der aufgesammelten Trias-Cephalopoden zu allergrösstem Danke verpflichtet. Dankbar muss ich auch der kräftigen Mitwirkung und Unterstützung seitens zweier Herren gedenken, die sich mir während der Aufnahmen für einige Zeit angeschlossen hatten; es sind dies Dr. Victor Uhlig in Wien und Herr Toyokitsi Harada aus Tokio, derzeit in Heidelberg.

Einleitung.

Bevor zur Darstellung der Verbreitung der einzelnen Formationen übergegangen werden kann, muss vor Allem bemerkt werden, dass das Gebiet durch eine altbekannte, ausserordentlich scharf hervortretende Tiefenlinie von tektonischer Bedeutung, welcher man gewöhnlich den Namen der Judicarienlinie zu geben pflegt, in zwei sehr verschiedene Antheile getrennt wird. Diese Judicarienlinie erreicht, aus dem Val Rendena herabkommend, etwa bei Verdesina oberhalb Tione die Grenze meines Aufnahmsterrains, trennt von da an in derselben südsüdwestlichen Richtung fortsetzend, die Höhenzüge des Mte. Sole und Mte. Gajola von dem westwärts davon ansteigenden Glimmerschiefer- und Phyllitgneissterrain der Cingledinmasse, resp. von den triadischen und vortriadischen Bildungen des Mte. Cornovecchio und verläuft von Roncone an über Lardaro, Creto und Condino zum Idrosee, wo sie in den Hauptdolomitmassen des oberen Val Sabbia ihr Ende findet. Ihre Richtung ist, wie schon erwähnt, die in den mesozoischen Gebieten der Etschbucht herrschende nordnordöstliche. Da, wo diese Streichungsrichtung in die östliche der lombardischen Aussenzone umbiegt, bei Storo also, stellt sich eine zweite, genau ebenso scharfe Bruchlinie ein, jene von Lodrone-Bagolino-Collio, welche tektonisch ein vollkommenes Ana-

logon und gewissermassen die Fortsetzung der Judicarienlinie bildet. Die Distanz, in welcher sich diese beiden Linien von den im Nordwesten und Norden derselben auftauchenden Tonalitmassen des Adamellogebirges halten, ist eine nahezu gleichbleibende; zwischen ihnen und jenen krystallinischen Massengesteinen verläuft eine Gebirgszone, in welcher auf einer Unterlage von krystallinischen Schiefern mächtige Ablagerungen aus permischer und triadischer Zeit in flacher Lagerung sich erhalten haben, während im Südosten und Süden jener Linien die mesozoischen Gebilde (nur im Norden und Südwesten des Aufnahmsgebietes noch von jungpalaeozoischen Schichten begleitet) in äusserst gestörter Lagerung anstossen. Die zwischen der Judicarien-Valtrompialinie und dem Tonalite liegenden mesozoischen (durchwegs triadischen) Gebilde konnten von mir nur insoferne berücksichtigt werden, als sie in geschlossenen Complexen und nicht allzuweit gegen das Hochgebirge gelegen auftreten, während zahlreichere kleine Partien derselben, mitten in dem von Herrn Oberbergrath Stache studirtem älteren Terrain inselartig erhalten, unberücksichtigt bleiben mussten, um einer gar zu grossen Zeitversplitterung auszuweichen. Die Hauptmasse der von mir begangenen mesozoischen Gebilde westlich der Judicarienlinie umfasst also den mächtigen zusammenhängenden Complex der Cornovecchiomasse (Mte. Stabolfes bei Lepsius) zwischen Val Breguzzo und Val Daone, während die südlich von letztgenanntem Thalabschnitte gelegenen Partien des oberen Val Aperta nur auf einer flüchtigen Excursion besucht wurden. Gerade diese triadischen Massen zu beiden Seiten des Val Daone aber sind aus mehrfachen Gründen von besonderem Interesse; einmal gehören ihnen die neuestens zu einer gewissen Berühmtheit gelangten Contactzonen an der Grenze des Tonalits an (deren genaues Studium durchzuführen sich Herr Oberbergrath Stache vorbehielt) und zweitens liegen in diesem Terrain die wichtigen Petrefactenfundorte von Pieve di Buono, von welchen insbesondere der Name Prezzo bereits vielfach genannt wurde.

Bei den folgenden Mittheilungen wird sich also sehr naturgemäss die Anordnung festhalten lassen, dass von den ältesten zu den jüngeren Ablagerungen vorschreitend jedesmal von den innersten Regionen, also der Masse des Cornovecchio ausgegangen wird, um daran anschliessend die zunächst nach aussen von den grossen Bruchlinien gelegenen Bildungen zur Darstellung zu bringen und so allmälig zur Besprechung der jüngeren, mehr nach dem Aussenrande des Gebirges hin liegenden Ablagerungen zu gelangen.

Triassische Ablagerungen.

Werfener Schiefer.

Uebergehend den die mächtige Grundlage der mesozoischen Ablagerungen bildenden Grödener Sandstein und diejenigen Schichten, welche man allenfalls als Vertretung der Bellerophonkalke deuten könnte (vergl. Gümbel, Geognostische Mittheilungen aus den Alpen V. und VI.; auch Lepsius, pag. 40), beginnen wir unmittelbar mit

den Werfener Schiefern, über welche mir allerdings ebenfalls nur spärliche eigene Beobachtungen zu Gebote stehen.

Lepsius hat, wie es scheint, gerade dieses tiefste triadische Schichtglied mit besonderer Vorliebe studirt und er theilt die Werfener Schichten (Röth) in 3 Abtheilungen (l. c. pag. 40):

a) Untere Röthplatten, in den oberen Bänken mit *Avicula* (*Posidon.*) *Clarai* in zahlreichen Exemplaren.

b) Gastropoden-Oolithe, voll von *Holopella gracilior*; es ist das eine Wechsellagerung von mehreren rothen, harten Oolithschichten mit echten Werfener Schieferplatten.

c) Obere Röthplatten mit *Tirolites Cassianus*, *Naticella costata* und *Myophoria costata*; im oberen Theile dieser Schichten zeichnet sich eine Myophorienbank aus.

Ueber die bisher aus dem westlichen Südtirol und aus den angrenzenden lombardischen Gegenden bekannt gewordene Fauna des Werfener Schiefers wolle man Lepsius, l. c. pag. 111, und Curioni Geologia pag. 117, 118, 149 etc. vergleichen!

Im Allgemeinen sind die Werfener Schiefer von Judicarien nicht allzu petrefactenreich, doch finden sich hie und da Localitäten mit reicherer Fossilführung, von denen vor Allem Castello oberhalb Cimego und einzelne der von Lepsius besuchten Punkte nahe der Tonalitgrenze in den oberen Thalverzweigungen des Torrento Caffaro hervorzuheben wären. Reicher an Petrefacten scheint der Werfener Schiefer des Val Trompia zu sein.

Im Gebiete zwischen Val Breguzzo und Val Daone, sowie südlich von der letzteren Thalspalte nehmen die Werfener Schiefer eine beträchtliche Oberflächenverbreitung ein und bilden da, wo überlagernde Massen erhalten sind, gewöhnlich in halber Höhe der Abhänge eine weitfortlaufende Terrasse, welche sich zwischen die senkrechten Auswaschungsabstürze des (im Val Daone speciell ausserordentlich mächtigen) Grödener Sandsteins und die Felswände des unteren Muschelkalkes einschiebt. Eines der zugänglichsten Profile ist hier wohl jenes, welches der zwischen Praso und Daone vom Dos dei Morti herabstürzende Bach erschlossen hat, doch ist die Lagerung gerade hier eine ziemlich ungünstige, besonders die richtige Beurtheilung der Mächtigkeit sehr erschwerende, da die Schichten mit ziemlich bedeutender Neigung gegen Südosten einfallen, daher man oft ausserordentlich lange in demselben Niveau ansteigt. Lepsius hat (vergl. l. c. pag. 48) dieses Profil genauer studirt; seinen Angaben sei folgende Schichtfolge entnommen:

1. Bozener Quarzporphyr.
2. Buntsandstein (Grödener Sandstein). 300 M.
3. Schwarzgraue Kalke, leberbraun verwitternd, mit gelben, sandigen Schichten und dolomitischen Bänken wechselnd. 23 M. (Bellerophonkalk?)
4. Untere Röthplatten in typischer Ausbildung; dünne, sandige Kalkschiefer mit viel weissem Glimmer; auf den Schichtflächen Wülste und undeutliche Bivalven (Pectines, Myophorien), Gastropoden etc. 40 Meter.

5. Gastropoden-Oolithe. 10 M. Harte, graue Kalkbänke, auf den Verwitterungsflächen die kleinen Chemnitzien, Pleurotomarien, Naticen u. s. w. Dazwischen Schiefer mit undeutlichen Bivalven.

6. Obere Röthplatten. 85 M. Mehr kalkige, als sandige, dünnschichtige Bänke, voll weissen Glimmers, Kalke und dolomitische Kalke eingelagert.

7. Zellendolomit. 80 M.

Es ist wohl hauptsächlich dieses Profil die Grundlage, wenn Lepsius, pag. 47, die Mächtigkeit der Werfener Schiefer im Stabolfes-[1]) massive auf 120—150 M. schätzt. Noch sei erwähnt, dass Lepsius, pag. 354, *Naticella costata* von Praso citirt.

Nördlich von diesem Aufschlusse senkt sich (in, dem Verflächen des Werfener Schiefers entsprechender Weise) der darüber lastende Muschelkalk steil gegen das Thal herab, je tiefer an den Abhängen, desto steiler einschiessend; er bildet die schuttüberdeckten Gehänge westlich oberhalb Agrone. Bei der Häusergruppe Sevror oberhalb Agrone ist der Werfener Schiefer noch erschlossen und dieser Aufschluss steht vielleicht an der Oberfläche in unmittelbarem Zusammenhange mit jenem des erwähnten Grabens oberhalb Praso und Daone. Weiterhin gegen Norden dürfte vielleicht der kurze, aber tiefeingerissene Reveglerbach bis in den Werfener Schiefer hinabreichen. Ausgedehnter sind die Aufschlüsse dieses Niveaus im Val Roncone, doch verdeckt massig angehäufter Gehängeschutt in den oberen Partien dieses Thals nahezu jeden Aufschluss am Fusse der Muschelkalkwände und erst gegen den Thalausgang erscheint über einer kleinen Partie von Grödener Sandsteinen, deren oberste Bank weiss gefärbt ist, thalabwärts fallendes Werfener Schiefergestein und am Thalausgange stehen darüber Rauchwacken an.

Noch einmal begegnet man unter dem Muschelkalke den Rauchwacken und Werfener Schiefern in den oberen Theilen des vom Mte. Penna gegen Osten herabkommenden Grabens, in der Nähe einer hochgelegenen Alphütte. Thalabwärts schneidet dieses Vorkommen aber schon unmittelbar bei dieser Malga — sowie auch ostwärts oberhalb derselben — ab an sehr altaussehendem, zum Theil gneissartig ausgebildetem Glimmerschiefer des Val Breguzzo.

Kehren wir von hier nach Praso zurück, um die Fortsetzung des Werfener Schiefervorkommens gegen Süden zu verfolgen. Gegen Osten von Daone erstreckt sich noch eine Strecke weit, der greilgefärbte Grödener Sandstein. Von Praso herab zieht eine schroffe Wand gegen Formino, westlich unterhalb welcher der oben erwähnte, vom Dos dei Morti herabkommende Bach zum Chiese hinabeilt. Unter dieser Wand, dem Verlaufe des Baches entsprechend, zieht zweifelsohne der Werfener Schiefer durch, wenn auch hier durch Schutt, der sich vor dem Muschelkalkwalle anhäufen musste, und durch verstürztes Terrain verdeckt. Erst unten am Chiese selbst steht der Werfener Schiefer beiderseits in schroffen Klippen an, in der Nähe der Brücke, welche hier die bei-

[1]) Der Bergname Stabolfes (wohl eine Verunstaltung des Wortes „Stablo fresco“ — so heisst die oberste Alphütte des Val Roncone —) fehlt auf der neuen Specialkarte und ist durch Cornovecchio ersetzt.

den Ufer verbindet und über welche der Weg von Formino und Bersone nach Prezzo führt. Von da an gegen Westen erstreckt sich der Werfener Schiefer bis nahe zu dem Bache, der südlich gegenüber von Daone aus Westsüdwest herabkommt und, besonders in seinem Unterlaufe, nahezu die Grenze zwischen Grödener Sandsteinen und Werfener Schiefern bildend, bald in diesen, bald in jenen der beiden Schichtcomplexe sich eingewühlt hat. An diesem Bache gegen Südwesten die Höhen ersteigend, bleibt man durchaus in einem von Alpenwiesen eingenommenen Terrain, in welchem aber der vollständigen Ueberdeckung mit Gletscherschutt wegen kaum hie und da eine Spur anstehenden Gesteins zu finden ist. Westlich davon steigen die flachen Gehänge des Grödener Sandsteins an, östlich erhebt sich, fast durchgehends deutlich stufenförmig hervortretend, der untere Muschelkalk, die Höhen des Mte. Melino (Vorberges von Prezzo) bildend. Von den mit Gletscherblöcken übersäeten Wiesen westlich des Mte. Melino gegen Castello und Cimego hinab hat Lepsius das Fortstreichen des Werfener Schiefers verfolgt. Von Castello speciell citirt derselbe pag. 42, 48, 217 und 350 folgende Petrefacten: *Naticella costata Mstr.*, *Turbo rectecostatus Hauer*, *Myophoria spec.*, *Pleuromya fassaensis Wissm.*, *Posidonomya Clarai Emmr.*, *Avicula venetiana Hauer*. Eine Verwerfung längs einer Linie, die oberhalb Strada von der Judicarienspalte abzweigen, die Vorberge von Praso und Prezzo von dem dahinter aufsteigenden Hochgebirge trennen und längs deren der Muschelkalk am Grödener Sandstein abgerutscht sein soll, anzunehmen, wie dies Lepsius pag. 205 und 217 etc. thut, scheint mir überflüssig zu sein, da ja der Werfener Schiefer längs dieser ganzen Strecke zwischen Grödener Sandstein und Muschelkalk nachzuweisen ist. Wenn Lepsius auf seiner Karte das Vorhandensein dieser Störung durch das Ausbleiben von Werfener Schichten im Chiese-Einschnitte zwischen Formino und Prezzo andeuten wollte, so geräth er in Widerspruch mit der Thatsache, dass sie hier doch regelmässig zwischen Grödener Sandstein und Muschelkalk aufgeschlossen sind, und zwar, wie er selbst pag. 218 angibt, in sehr bedeutender Mächtigkeit.

Westwärts vom Mte. Melino liegt Werfener Schiefer auf den Höhen um Malga Narone (vergl. Lepsius pag. 226) und stellt so eine Verbindung her gegen jenen Zug von Werfener Schiefern, der die Basis des Mte. Laveneg, des Mte. Rema (Mte. Cleoba bei Lepsius) und Mte. Doja bildet und welcher weiterhin nach Südwesten die Triaszone an der Grenze des Tonalits unterlagert. Die Aufschlüsse in diesem Niveau sind zunächst des Val Daone auch an dieser Seite ungenügend, insbesondere wegen der schon wiederholt hervorgehobenen Decke von Gletscherschutt; so sah ich in dem tiefeingerissenen Canal della Nova, welcher sicher bis auf die Werfener Schiefer hinabreicht, nur in der Umgebung von Malga Nova di sotto einige lose Stücke von unzweifelhaft in der Nähe anstehenden Werfener Gesteinen. Das Gleiche gilt für den östlichen Fuss des vielfach eine unregelmässige und verstürzte Lagerung zeigenden Mte. Rema. Erst am Passo Bruffione begegnet man wieder besseren Aufschlüssen in diesem Niveau. Der Werfener Schiefer fällt hier in Nordwest unter die schwarzen Muschelkalke des Mte. Doja. Schon in sehr tiefen Lagen der hier aufgeschlossenen Werfener Schiefergesteine trifft man Platten, die ganz überdeckt sind

mit *Naticella costata Mstr.*, daneben Myaciten und Gervillien; höher folgen die leicht kenntlichen Gastropodenoolithe, darüber rothes, sandiges Gestein mit Myaciten, wechsellagernd mit den für diese Gegenden gewöhnlichen, mergelig-schieferigen, plattigen, gelbgefärbten Gesteinen, sodann dicht am Fusse des Mte. Doja die nach oben abschliessende Rauchwacke. Lepsius nimmt auch hier wieder (pag. 231) zwischen Muschelkalk und Grödener Sandstein eine Verwerfung und eine Einklemmung der Werfener Schiefer in diese Verwerfung an, wesshalb, bleibt unklar. Ja, pag. 223 spricht er sogar von einer starken Verwerfung zwischen dem Zellendolomite (der Rauchwacke an der Grenze zwischen Werfener Schiefer und dem Muschelkalke) und dem Muschelkalke des Mte. Doja. Es dürfte sehr schwer sein, einzusehen, warum denn gerade hier zwischen den beiden unmittelbar übereinanderfolgenden Schichtgliedern eine Verwerfung liegen solle.

Wie an der Nordseite des Val Aperta, so liegt auch südlich von diesem, correspondirend mit den Höhen um Malga Narone, Werfener Schiefer auf der Cima Serola und an einigen anderen isolirten Punkten. Der Werfener Schiefer des Passo Bruffione dagegen setzt in einem ununterbrochenen Zuge nach Südwesten fort, über Mte. Madrene in das Val di Freg und weiterhin gegen den Pass Croce Domini und ist in dieser Erstreckung besonders durch das Auftreten einer myophorienreichen Bank in seinen obersten Partien ausgezeichnet, welche von Lepsius (l. c. pag. 231 ff.) an zahlreichen Fundpunkten ausgebeutet wurde. Da ich diese oberen Verzweigungen des Val Caffaro nicht selbst besucht habe, so sei hier auf die Angaben von Lepsius und auf Gümbel's Mittheilungen (Ein geognostischer Streifzug durch die Bergamasker Alpen, pag. 174) hingewiesen. Gümbel erwähnt pag. 235 ff. dieser Abhandlung des Vorkommens von *Myophoria costata*, *Naticella costata* und *Tirolites Cassianus* in sehr tiefen Lagen des Werfener Schiefers im Val di Gleno. Die oben mitgetheilten Beobachtungen am Passo Bruffione scheinen eine ähnliche tiefe Lage dieser sonst für die obersten Abtheilungen des Werfener Schiefers als charakteristisch geltenden Versteinerungen anzudeuten [1]). Sollten sich ähnliche Funde wiederholen, so dürfte zunächst daraus hervorgehen, dass auch für Judicarien die von Lepsius versuchte Dreitheilung dieser Ablagerungen nicht durchgreifend sei, ferner würde aber auch die ganze alpine Röthfrage in einem den Ansichten von v. Mojsisovics, Gümbel und Lepsius günstigen Sinne der Entscheidung nahegerückt werden. Bekanntlich hat ja E. v. Mojsisovics wiederholt, neuestens noch Dolomitriffe pag. 43, die Ansicht vertreten, dass die Seisser und Campiler Schichten Richthofen's nur als gleichaltrige Facies der Werfener Schiefer anzusehen seien.

Werfener Schiefer südöstlich von der Judicarien-Val-trompia-Linie.

Gaverdina-Gruppe. Als tektonisch zur Gebirgsgruppe des Mte. Gaverdina gehörend, muss der Bergzug des Mte. Gajola und Mte.

[1]) Man vergleiche auch die Angaben von Lipold: „Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria"; Jahrb. d. k. k. geol. Reichs-Anst. 1874, pag. 437, Tab. X, Profil III.

Sole, der zwischen Roncone und Tione dahinzieht, betrachtet werden. Wie schon bemerkt, schneidet die Judicarienlinie etwa in der Richtung Roncone-Verdesina durch und trennt von dem westlich ansteigenden Hochgebirge einen wenig hohen, einförmigen Bergrücken ab, dessen isolirte Lage gegenüber der Hauptmasse der Gaverdina nur durch den Umstand, dass zwischen beide der untere Lauf des Arno-Bachs sich eingenagt hat, bedingt wird. Der Durchbruch des Arno-Bachs aus dem Val di Breguzzo oberhalb Breguzzo und Bondo scheidet wieder den Längszug in die beiden Theile des Mte. Gajola und Mte. Sole. An keinem anderen Punkte des Gaverdinagebirges treten unter dem Muschelkalke liegende Schichten zu Tage. Ihr Auftreten an dieser Stelle fällt mit dem Umstande zusammen, dass die zwischen Pieve di Buono und dem Mte. Sole im Osten des Judicarienbruches das liegendste Glied der Gaverdina bildenden Muschelkalke, welche völlig parallel der grossen Bruchlinie streichen, im Mte. Sole ihr Streichen etwas ändern, so dass es aus einem nordnordöstlichen in ein mehr nordöstliches übergeht, wodurch zwischen dem Muschelkalke und der Judicarienlinie Raum wird für das Auftreten der nächsttieferen Bildungen. Und zwar erscheinen solche hier südlich vom Ausgange des Val Rendena bis zum Bozener Quarzporphyr hinab.

Der bei Verdesina herabkommende Rio Finale bildet in seinem untersten nach Nordosten gerichteten Verlaufe oberhalb des genannten Ortes genau die scharfe Grenze zwischen dem Glimmerschiefer des Cingledin und einer an seinem rechten Ufer auftauchenden Masse von Quarzporphyr, welcher sich in ziemlicher Mächtigkeit bis an die Höhen des Mte. Pozzi erstreckt und gegen Südsüdwesten zwischen den östlich liegenden jüngeren Bildungen und der Judicarien-Bruchlinie keilförmig auszuspitzen scheint. Westlich oberhalb Tione, halbwegs zu den Ciocawiesen, ist der Quarzporphyr noch in einem vom Mte. Sole herabkommenden Bacheinrisse anstehend zu finden, und zwar in unmittelbarer Nachbarschaft von Grödener Sandstein, welcher östlich davon, völlig senkrecht stehend, in einer Mächtigkeit von nur wenigen Schritten Breite anstösst und seinerseits von Werfener Schiefern begleitet wird, die ebenso wenig mächtig und ebenfalls senkrecht aufgerichtet, daneben aufgeschlossen erscheinen; Gastropodenoolithe fehlen auch hier nicht. An der Strasse im unteren Rendenathale, zwischen Verdesina und Tione findet man am rechten Ufer weder den Porphyr, noch den Grödener Sandstein aufgeschlossen; nur ein kleiner Aufschluss von sehr grobem Verrucano-artigem Conglomerate ist hier zu verzeichnen, dagegen findet man den Werfener Schiefer auch hier anstehend, und zwar nahe dem linken Ufer des von den Ciocawiesen herabkommenden Baches; auch hier steht er völlig senkrecht. Dagegen ist der Porphyr jenseits des Val Rendena gegenüber Verdesina mächtig entwickelt zu treffen und hier scheinen sich westwärts von ihm, also vermuthlich in seinem Liegenden (oder innerhalb der Porphyrmassen selbst) noch tiefere Schichtglieder einzustellen, zum mindesten findet man gegenüber Villa di Rendena am Fusse der Abhänge schwarze Thonschiefer und Quarzite, die eine ganz ausserordentliche Aehnlichkeit mit den in Bosnien nachgewiesenen Carbongesteinen besitzen und nur um einen geringen Grad krystallinischer aussehen. In den Quarziten findet

man Pflanzenspuren und unbestimmte Abdrücke, die man vielleicht als verdrückte Bivalven deuten könnte. Diese Schichten dürften jedenfalls eines der liegendsten Glieder der in der Gaverdina-Tosa-Masse aufgeschlossenen Ablagerungen repräsentiren. Da ihr Vorkommen indessen ausserhalb des mir zugewiesenen Aufnahmsterrains liegt, so habe ich keine Zeit an ihre Verfolgung und genauere Untersuchung verwenden können. Die Lepsius'sche Karte hat auf der linken Thalseite des unteren Val Rendena nur Quarzporphyr bis an den Fluss.

Am Abhange zwischen den beiden Gipfeln des Sole-Zuges, dem Mte. Pizzo und dem Mte. Sole selbst, erscheint hie und da unter dem, selbst die Kammhöhe völlig überdeckenden Tonalitschutte der Grödener Sandstein wieder und setzt gegen Südsüdwesten noch eine Strecke weit fort, scheint aber bereits nahe südwestlich vom Pozzigipfel am Thonglimmerschiefer der westlichen Scholle abzustossen. Auch längs dieser Erstreckung wird er im Osten von Werfener Schiefern begleitet, welche es noch an zwei Stellen aufzufinden gelang, nämlich zunächst Tione in den Wiesen nördlich unmittelbar unter dem Gipfel des Mte. Sole bei dem obersten Häuschen als rothes, sandiges, plattiges Gestein mit Myaciten und Myalinen; ferner südsüdwestlich vom Gipfel des Mte. Pozzi. Weiterhin gegen Roncone dürften diese tiefsten triassischen Niveaus, selbst wenn sie noch vorhanden sind, schwerlich mehr unter den mächtigen glacialen Schuttmassen nachweisbar sein. Von da an gegen Pieve di Buono wird das liegendste aufgeschlossene Glied der Gaverdina allenthalben von Unterem Muschelkalke gebildet, südlich von Creto verschwindet auch jener.

Werfener Schiefer im Zuge des Dosso-Alto. Südlich der Bruchlinie Lodrone-Valtrompia erhebt sich der Zug des Dosso-Alto, welcher tektonisch, insbesondere in seinem Verhalten gegenüber den gegen die krystallinischen Massen des Adamello hin sich anschliessenden Terrains als das vollkommenste Analogon des Mte. Sole bei Tione dasteht. Wie sich von Süden gegen Norden nach und nach tiefere Glieder unter oder vielmehr neben den Muschelkalkmassen der Gaverdinagruppe herausheben, so auch stellen sich am Dosso-Alto vom Osten gegen Westen immer tiefere und tiefere Glieder der Trias ein. Im äussersten Osten der Valtrompialinie, bei Lodrone, stösst Hauptdolomit der südlichen Scholle mit Quarzporphyr und Verrucano der nördlichen Scholle zusammen. Gegen Bagolino hin stellen sich nördlich vom Hauptdolomit nach und nach die älteren triassischen Horizonte ein und bereits östlich von Bagolino erscheint auch Werfener Schiefer, den ich zwar nicht selbst anstehend beobachtet habe, dem aber wohl ohne Zweifel der von v. Hauer (Schichtgebirge der Lombardei, pag. 18, nach Curioni citirte *Myacites fassaensis* und die von Curioni selbst (Geologia, pag. 152) angeführte *Naticella costata* entstammen werden. Westlich gegenüber Bagolino steht eine kleine Partie von senkrecht aufgerichteten, groben, Verrucano-artigen Grödener Sandsteinen an, zwischen welchen und den analog gestellten oder etwas überkippten Muschelkalkschichten des Dosso-Alto noch genügend Raum bleibt für das Vorhandensein des Werfener Schiefers. Am Manivasattel ist der Werfener Schiefer — und zwar wie es scheint, nur dessen höhere Partien — aufgeschlossen und stösst hier ohne zwischenliegenden Gröde-

ner Sandstein u. a. tiefere Schichten unmittelbar am Glimmerschiefer ab. Die Aufschlüsse sind hier an der Höhe indessen schlecht und auch aus Lepsius' Angaben (pag. 49) erhellt nicht, ob er alle die Petrefacten, die er bei Gelegenheit der Erwähnung des Manivapasses aus der Myophorienbank aufzählt, auch gerade an dieser Stelle gesammelt habe. Ueber Navarino und San Colombano zieht der Werfener Schiefer in die Tiefe des Val Trompia hinab und hebt sich schon halbwegs zwischen San Colombano und Collio wieder auf die südlichen Gehänge, allenthalben sehr steile, meist senkrechte oder schwach überkippte Schichtstellungen zeigend. Val Trompia ist als Fundort für Werfener Schiefer-Petrefacten längst bekannt. Schon v. Hauer nennt l. c. p. 18 den kleinen Seitengraben, der unterhalb Collio vom Mte. Ario herabkommt, als Fundort für *Myacites fassaensis*, *Avicula Venetiana* und Myophorien; desgleichen macht Curioni (Geologia, pag. 117, 118, 149) zahlreiche Punkte, an denen Werfener Schiefer-Fossilien im Val Trompia gefunden wurden, namhaft; neuerlich hat Lepsius bei Collio *Tirolites Cassianus*, *Myophoria costata*, *Naticella costata*, *Turbo rectecostatus* u. a. m. gesammelt. v. Mojsisovics endlich erwähnt (Jahrbuch 1880, p. 703) der Localitäten: Gira alta, Budrio sotto Ivino, Ponte Cavallaro nella Valle Valdaro zwischen Bovegno und Collio als Fundorte schlecht erhaltener Tiroliten der Werfener Schiefer.

Südlich von der Val Trompia-Linie ist das Auftreten von Werfener Schiefern in dem von mir begangenen Gebiete nirgends constatirt worden. Es wäre hier nur einer Stelle zu gedenken, an welcher sie möglicherweise nachgewiesen werden könnten, und das ist der Fuss der Muschelkalkwände im oberen Theile des grossen bei Vestone ausmündenden Seitenthals des Torrente Dignone und im benachbarten Val Tovere. Hier, und zwar in den Umgebungen der Orte: Livemmo, Avenone, Forno d'Ono und Ono scheint es, als würde die Thalsohle bis in das Niveau des Werfener Schiefers hinabreichen. Bei Livemmo glaube ich Spuren jener Rauchwacken gesehen zu haben, welche gewöhnlich das Uebergangsglied zwischen Werfener Schiefern und Muschelkalken bilden. In der Thaltiefe des Torrente Dignone um Forno d'Ono bilden den Fuss der Muschelkalkwände sanftgeneigte, begraste Flächen, die aller Wahrscheinlichkeit nach dem Auftreten des Werfener Schiefers entsprechen werden; ich habe indessen diese Verhältnisse nur aus der Ferne gesehen. Die Existenz eines Eisenhammers bei Forno d'Ono dürfte vielleicht ebenfalls auf das Auftreten von Werfener Schiefern zu beziehen sein, da diese ja jenseits des Doss-Altozuges in Val Trompia der Sitz von Eisenerz sind, worüber man eingehendere Mittheilungen in Curioni's Geologia (pag. 120), sowie in Gümbel's Bergamasker Alpen, pag. 179 findet. Uebrigens besitzt Herr Professor Ragazzoni in Brescia, wie ich durch freundliche Mittheilung von Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics erfahre, Werfener Schiefer-Petrefacten aus Val Sabbia. Sollten dieselben nicht aus dem Val Dignone stammen?

Zellendolomit.

Als sogenannten „Zellendolomit" scheidet Lepsius auf seiner Karte die rauchwackenartigen Grenzschichten zwischen Werfener Schie-

fern und Muschelkalk aus. Da dieses Niveau in seinem Vorkommen ohnehin auf der Karte durch die untere Grenze des zumeist in Steilwänden ansteigenden unteren Muschelkalkes scharf fixirt wird, oft genug aber gänzlich unter dem Schutte am Fusse der Wände verborgen bleibt, endlich palaeontologisch ganz ohne Bedeutung ist, so habe ich dasselbe auf der Karte nicht ausgeschieden. Man vergleiche übrigens betreffs näherer Angaben über dieses Niveau pag. 51 ff. bei Lepsius. Der genannte Autor kennt diese Schichten vom Abhange des Mte. Giugea gegen Val Breguzzo, im Val Roncone, am Dos dei Morti und Cornovecchio (Stabolfes), im Val Bona und am Mte. Laveneg. Bei der Malga Clef unter dem Mte. Rema sind Gypse und Anhydrite in Verbindung mit den Rauchwacken zu finden; ebenso vom Passo Bruffione gegen Val Bruffione hinab und auch weiterhin gegen Südwesten in der Fortsetzung dieses Zuges. Am Passo della Maniva und im oberen Val Trompia fehlt dieser Zellendolomit ebenfalls nicht, wie schon Curioni pag. 122 seiner Geologia angibt. Wichtig ist es, hervorzuheben, dass dieser in Judicarien und der östlichen Lombardei so constante Horizont in der Trias von Recoaro ganz in derselben Weise entwickelt ist und hier ebenfalls als Rauchwacke allein oder in Verbindung mit Gypsen an der Grenze der Werfener Schiefer gegen den Muschelkalk auftritt.

Muschelkalk.

Lepsius gliedert l. c. pag. 54 ff. den Muschelkalk des hier zu beschreibenden Gebietes in folgende Unterabtheilungen:

1. Unterer Muschelkalk = Niveau des *Encrinus gracilis* von Recoaro.
2. Brachiopodenkalk.
3. Halobienschichten = Wengener und Buchensteiner Schichten.

Da weiterhin zu zeigen sein wird, dass in dem Gliede 3 nicht nur die beiden genannten obertriassischen Horizonte zusammengezogen wurden, sondern mit ihnen auch noch eine unterhalb beider liegende Schichtgruppe, welche den oberen Muschelkalk repräsentirt, verschmolzen ist, so wird sich die Gliederung des Muschelkalks für Judicarien und Valtrompia folgendermassen modificiren:

I. { *a*) Unterer Muschelkalk = *Encrinus gracilis*-Horizont von Recoaro.
b) Brachiopodenkalk (Niveau vom Ponte di Cimego), Hauptlager des *Ceratites binodosus*. }

II. Oberer Muschelkalk (Niveau von Prezzo und Dosso-Alto), Zone des *Ceratites trinodosus* und des *Balatonites euryomphalus*.

Das unterste dieser drei Glieder bildet die weitaus grösste Masse des im Gebiete auftretenden Muschelkalks, während I b) und II. zusammengenommen nur eine geringmächtige Abtheilung bilden und deshalb auf der Karte unter einer und derselben Ausscheidung begriffen wurden. Demgemäss sollen bei der folgenden Darstellung auch diese beiden oberen, petrefactenreicheren, stratigraphisch enge verbundenen Niveaus gemeinschaftlich aufgeführt und behandelt werden.

Ia). Unterer Muschelkalk.

Die Hauptmasse des petrefactenarmen unteren Muschelkalks wird gebildet von einem mächtig entwickelten Systeme dunkelgefärbter, zumeist dünngeschichteter, hie und da dolomitischer, sehr selten hornsteinführender, nahezu petrefactenleerer Gesteine, die sich am besten mit den Guttensteiner Kalken Niederösterreichs vergleichen lassen. Das Wenige, was von Petrefacten daraus bekannt wurde, beschränkt sich auf — etwas allgemeiner verbreitete — Crinoidenstielglieder, Gastropoden-Durchschnitte und auf das Auftreten Bivalven führender Bänke nach Art jener, wie sie von Recoaro aus dem *Encrinus gracilis*-Niveau Benecke's bekannt sind. Nur hie und da schieben sich andersgeartete Gesteinsabänderungen ein, so insbesondere im Valtrompia und Valsabbia, wo mächtige Massen, insbesondere gegen oben, kleinknollig und wulstig entwickelt sind und daher einen völligen Uebergang in die höheren Abtheilungen des Muschelkalks bilden. In der oberen Hälfte der mächtigen Muschelkalkwände unter dem Cornovecchio-Gipfel im Valbona hebt sich aus den wohlgeschichteten Massen eine undeutlich begrenzte linsen- oder riffförmige Masse unvollkommen geschichteter Gesteine heraus[1]).

Verbreitung. Der untere Muschelkalk bildet die Hauptmasse der kalkigen Ablagerungen, welche die Höhen der Gebirgsgruppe des Cornovecchio mit seinen beiden Ausläufern, dem Dos dei Morti und dem Mte. Giugea zusammensetzen. Seine Mächtigkeit ist insbesondere an der Val Daone zugekehrten Seite eine ausserordentliche und mag wohl mit der Annahme von 8—900 Fuss für manche Stellen nicht überschätzt sein. Das gilt insbesondere für die gewaltigen Abstürze unterhalb des Cornovecchio-Gipfels im Val Bona. Der untere Muschelkalk lagert in diesem Gebiete beinahe durchgehends sehr flach, senkt sich gegen die Tonalitgrenze hin gegen Westen und Nordwesten und schiesst gegen die Judicarienlinie anfangs flach, dann immer steiler und steiler in Südost und Ost ein, so dass er zwischen Pieve di Buono und Roncone die westlichen Gehänge des Adanathales nahezu ausschliesslich zusammensetzt. Gegenüber seiner riesig mächtigen Entwicklung im Val Daone erscheint seine geringe Mächtigkeit an der Abdachung gegen Val Breguzzo um so auffallender, insbesonders ist er ausserordentlich reducirt an der Ostseite des Mte. Penna, und hier könnte man bei den thatsächlich sehr gestörten Lagerungsverhältnissen an der Grenze von unterer Trias und Glimmerschiefer leicht geneigt sein, diese anscheinend geringe Mächtigkeit mit Zuhilfenahme von Brüchen und Verwerfungen erklären zu wollen, wenn andererseits nicht gerade hier wieder stellenweise die vollkommen ungestörte Ueberlagerung und das Vorhandensein sämmtlicher Schichtglieder vom Werfener Schiefer an durch den Zellendolomit zum unteren und oberen Muschelkalk u. s. f. für

---

[1]) Lepsius erwähnt pag. 54 vom Mte. Giugea gegen Val Roncone eines Korallriffes im unteren Muschelkalk, mit einem globosen Ammoniten; pag. 211 dagegen lässt er den globosen Ammoniten im Schutt des Ronconethals gefunden sein und versetzt anscheinend dasselbe Riff in die Wengener Schichten.

das Gegentheil, d. h. für das thatsächliche Vorhandensein der Gesammtmächtigkeit des unteren Muschelkalks an diesen Stellen spräche.

Im Valbona fällt ein grosser Theil der metamorphischen Marmore in der Nähe der Contactgrenze gegen den Tonalit diesem unteren Muschelkalke zu. Wie im Norden, so bildet er auch im Süden des Val Daone die grösste Masse der über dem Grödener-Sandsteinplateau erhalten gebliebenen Triaskuppen. Trochitenbänke sind nahezu das Einzige, was man hier an organischen Resten in diesem Niveau findet. Lepsius citirt pag. 211 solche ganz aus Trochiten bestehende, bis 5 Fuss mächtige Lagen im unteren Muschelkalke des Val Roncone, gegen den Mte. Giugea hinauf. Desgleichen fand er solche (pag. 206) im Val Bona unter der Wand des Cornovecchio zum Theil schon im Marmor. Völlig marmorisirte Trochitenkalke sammelt man auch höher oben im Val Bona, an der rechten Thalseite, oberhalb der obersten Alphütte. Jenseits des Val Daone, im obersten Val Aperta (Val Bondol) fand Lepsius (pag. 222) diese Trochitenbänke in den unteren Muschelkalken des Mte. Doja. Am Mte. Melino oberhalb Prezzo treten in einzelnen Bänken ebenfalls hie und da Auswitterungen kleiner Crinoidenstielglieder, ähnlich dem *Encrinus gracilis*, auf.

Unterer Muschelkalk der Gaverdinagruppe.

Etwas oberhalb Tione im Val Rendena streicht der untere Muschelkalk, völlig senkrecht aufgerichtet, aus der Cima-Tosagruppe nach Süden herüber in den Zug des Mte. Sole und ist an der Rendenastrasse in seinen hangenderen Lagen durch einen Steinbruch aufgeschlossen. Einzelne Schichtflächen besitzen hier eine knollige, unebene Structur und führen ausgewitterte Bivalven, die schon in ihrer Erhaltung lebhaft an die Vorkommnisse aus dem *Encrinus gracilis*-Niveau von Recoaro erinnern. Es wurden hier gesammelt und annähernd bestimmt:

Myophoria vulgaris Schloth. spec.
Myacites cf. mactroides Schloth. spec.
Pecten cf. discites Schloth.

Lepsius (l. c. pag. 200) sah an dieser Stelle Trochiten und kleine Gastropoden. Dieser Muschelkalk setzt in derselben senkrechten bis überkippten Schichtstellung fort durch den Rücken des Mte. Sole in südsüdwestlicher Richtung und ist besonders oberhalb Breguzzo (Nordwest) besser vom Gletscherschutt entblösst zu beobachten. In einer Bank, die zu den liegendsten gehören muss, fanden sich hier spärliche Bivalven, darunter besonders Gervillien. Am Mte. Sole selbst weiterhin gegen das linke Ufer des Arno-Baches hinab durch massenhafte Schuttanhäufungen völlig überdeckt, erscheint er am rechten Ufer des Bachs wieder, und zwar gleich oberhalb der Brücke, die dem von Bondo heraufführenden Wege zum Uebergange dient; er streicht von da durch den Rücken des Mte. Gajola gegen Roncone, welcher Ort zum Theil auf ihm selbst erbaut ist. Von Roncone thalabwärts bildet er den scharfen, niedrigen Rücken, der hier das Thal in zwei parallele Theile trennt und zu dessen beiden Seiten je eine Strasse thalabwärts

führt. Die östliche Niederung entspricht hier dem Bachlaufe und ist also als die eigentliche Thalfurche zu betrachten, die westliche Niederung entspricht der Judicarienspalte; der beide trennende Muschelkalkrücken gehört tektonisch zur Gaverdinagruppe. Man hat hier eines der merkwürdigsten Beispiele des Nebeneinanderhinlaufens eines Spalten- und eines Erosionsthals, welche beide Längsthäler sind. Der Roncone-Bach (Torr. Adana) hat hier, anstatt von seinem Austritte aus dem Val Roncone an die bequeme Längsniederung der Judicarienspalte zu benützen, im Orte Roncone selbst der Muschelkalkwall, welcher sich ihm hier entgegenstellt, durchbrochen und sich jenseits desselben sein Bett in die im Hangenden desselben folgenden weicheren Schichtmassen des oberen Muschelkalkes und der tieferen obertriassischen Gebilde eingegraben; oberhalb der Thalsperre aber durchbricht er zum zweiten Male diesen Zug des unteren Muschelkalks und verbleibt von da thalabwärts in der Tiefenlinie der Judicarienspalte, welche also von da nach Süden (nahezu an allen Stellen) mit der Thallinie zusammenfällt. Der die beiden Längseinsenkungen unterhalb Roncone trennende Muschelkalkkamm ist übrigens in der Mitte seiner Länge (bei Fontanedo) so niedrig, dass die östliche Strasse (die Hauptstrasse) diese Einsenkung benützt, um denselben zu überschreiten und sich mit der alten Strasse zu vereinigen.

Von Fontanedo abwärts hebt sich der Muschelkalkkamm wieder und bildet den felsigen Rücken, längs dessen westlicher Seite sich der langgezogene Ort Lardaro erstreckt. Unterhalb Lardaro durchbricht die Adana den Rücken in sehr schiefer Richtung und derselbe verschwindet, da an dieser Stelle gleichzeitig das Maracthal einmündet, auf eine Strecke weit, in der Umgebung der Thalsperre, vollständig und erhebt sich erst wieder am linken Ufer des untersten Maracthales, von welcher Stelle er in einer ununterbrochenen Felsmauer mit zum Theil überhängenden Wänden das Thal der Adana bis zu deren Einmündung in den Chiese begleitet. Hier, oberhalb Cologna, erreicht dieser Zug von unterem Muschelkalk sein südliches Ende. Als seine Fortsetzung dürfte vielleicht noch ein Theil der Schichten der verstürzten Muschelkalkscholle, welche dem Fusse des Mte. Melino oberhalb Ponte di Cimego vorliegt, anzusehen sein. In diesem ganzen, nahezu geradlinigen Verlaufe von Val Rendena bis Cologna bei Creto stehen die Schichten dieses Zuges durchaus senkrecht oder nahezu senkrecht, an vielen Stellen zeigt sich sogar eine mehr oder minder bedeutende Ueberkippung, also ein widersinnisches Fallen steil nach Westnordwest. Auf der Lepsius'schen Karte tritt dieser Zug unteren Muschelkalkes nicht genügend hervor. Dass derselbe unterhalb Roncone ganz fehlt, ist wohl durch den kleinen Massstab jener Karte bedingt, im Zuge des Mte. Gajola und Mte. Sole wäre indessen eine etwas präcisere Einzeichnung wohl möglich gewesen. Lepsius lässt diesen unteren Muschelkalk zwischen Tione und Cologna (pag. 203) zwischen den östlichen Dolomitbergen und den westlichen Bergen in der Verwerfung eingeklemmt sein; inwieferne das richtig oder unrichtig ist, wird sich später ergeben.

Unterer Muschelkalk im Zuge des Dosso-Alto.

Der Muschelkalkzug des Dosso-Alto beginnt ungefähr bei dem Oertchen Riccomassimo, östlich von Bagolino, bildet zunächst einen langgezogenen, von mehreren aus dem dahinter aufragenden Plateau des Rothliegenden und Grödener Sandsteingebietes herabkommenden Bächen durchschnittenen, wenig aufgeschlossenen Rücken am linken Ufer des Torr. Caffaro, wird an der Stelle, an welcher Bagolino liegt, von Caffaro gekreuzt und erhebt sich jenseits desselben am rechten Ufer, unmittelbar gegenüber diesem grossen Dorfe in einem geradezu überraschend schönen Aufschlusse mit ziemlich stark überkippter Schichtstellung, um von da am Nordgehänge des Dosso-Alto fortzuziehen bis nahezu zu der Stelle, an welcher der aus dem obersten Val Berga ins Val Trompia führende Fussweg den Kamm überschreitet. An dieser Stelle beobachtet man eine merkwürdige Störung in den Lagerungsverhältnissen. Während bis dahin das Streichen ein im Mittel westsüdwestliches war, bei — gegen Westen hin — weniger steiler Schichtstellung, als sie unmittelbar bei Bagolino sich zeigt, erscheint an der erwähnten Stelle die ganze Schichtfolge mit einem Male nahezu unter rechtem Winkel umgebrochen und zieht — abermals völlig senkrecht aufgerichtet — gegen Nordwest in die Thalsohle des obersten Val Trompia hinab. Man beobachtet diesen merkwürdigen Wechsel am besten auf der Kammhöhe gerade nördlich oberhalb der im obersten Kessel des Val Berga liegenden Alphütte. Im Zusammenhange mit dieser Störung steht offenbar der Umstand, dass der südlich vom Dosso-Alto die rechtsseitigen Höhen des Val Berga bildende Hauptdolomit senkrechte Schichtstellung (entsprechend den tieferen Ablagerungen des Dosso-Alto) zeigt, während derselbe in der Kuppe der Corna Mantice (zwischen Dosso-Alto und Mte. Pezzeda gelegen), plötzlich ganz unvermittelt flach nach Norden einfällt. Die das oberste Val Berga durchsetzende Querstörung ist demnach wohl in Verbindung zu bringen mit einer grossen Bruchlinie, welche das linke Ufer des Torrente Biocelo (Val Ponticello) begleitet und längs welcher die das Massiv des Mte. Serclere bildenden Hauptdolomitmassen (denen auch die Hauptdolomite des mittleren und unteren Val Berga zufallen) im Osten mit älteren triassischen Bildungen im Westen zusammenstossen. Es sei gleich hier bemerkt, dass die Einzeichnung an dieser nordwestlichen Verlängerung gedachter Bruchlinie gegen Valtrompia eine schematische ist und der Natur vielleicht nicht völlig entspricht, da ich diese Stelle zu wenig genau begangen habe. So viel ist sicher, dass vom Westende des Dosso-Alto gesehen das Südgehänge des Valtrompia durchaus nicht als die unmittelbare Fortsetzung des Dosso-Altozuges erscheint, sondern von den scharfcontourirten schroffen Felsabhängen desselben, die aus den steilaufgerichteten Schichten des Muschelkalks und der höheren triassischen Ablagerungen gebildet werden, sich sofort durch seine flachen, verwaschenen und augenscheinlich von verstürzten und verrutschten Massen vielfach überdeckten Gehänge auf das Auffallendste unterscheidet. Die an der oben erwähnten Stelle infolge der angegebenen Knickung gegen die Thaltiefe des Valtrompia abgelenkten Schichten, speciell die Massen des unteren Muschelkalkes, bei deren Betrachtung

wir hier zunächst bleiben wollen, scheinen sich aber schon sehr bald wieder zu heben (und zwar schon von oberhalb S. Colombano angefangen) und ziehen von da an abermals in westsüdwestlicher Richtung an den Gehängen empor, so dass man sie von der Einsattlung zwischen Corna Mantice und Mte. Pezzeda nach S. Colombano herabsteigend bereits wieder in recht ansehnlicher Höhe über der Thalsohle verquert. Noch weit höher reicht der untere Muschelkalk hinan auf dem Wege, der östlich oberhalb Collio beginnend über die Kämme in das Val Dignone hinüberführt.

Der untere Muschelkalk reicht hier bis nahezu zur Kammhöhe, welche selbst aus — mit Verwerfung an jenen anstossendem — Hauptdolomite der Pezzedamasse gebildet wird. Während die Schichten des Muschelkalks an den tieferen Gehängen gegen Collio hinab auch hier entsprechend der steilen Schichtung des Werfener Schiefers einzufallen scheinen, dürfte wohl gegen die Höhe des Kammes eine Umbiegung in entgegengesetzter Richtung, mit Einfallen gegen Valtrompia, also im ganzen eine muldenförmige Lagerung, herrschen, doch sind die Aufschlüsse an dem bezeichneten Wege nicht so klar, dass mir diese Beobachtung, was den südlichen Flügel der supponirten Mulde betrifft, über allen Zweifel erhaben schiene. Es sei nochmals darauf hingewiesen, dass der untere Muschelkalk des Dosso-Alto in seiner lithologischen Ausbildung etwas von dem judicarischen darin abweicht, dass er, besonders gegen oben, knollig und wulstig zu werden beginnt, insbesondere seine Schichtflächen häufig zahlreiche, wirr durcheinanderliegende Wülste zeigen. Durch diese kleinknollige Beschaffenheit erinnert er bereits lebhaft an die nächstfolgende Stufe, den Brachiopodenkalk und die Trennung dieser beiden Niveaus des unteren Muschelkalks ist hier also eine minder scharfe, als in Judicarien. Auch scheint er hier gegen Südwesten etwas petrefactenreicher zu werden. So fand ich an dem erwähnten Anstiege östlich ober Collio in ziemlich tiefen Lagen mergelige Bänke mit ausgewitterten Kalkknöllchen, unter welchen viele noch als gerollte Bivalven kenntlich waren. Höher, schon nahe dem Kamme, und nordöstlich von der auf der Karte verzeichneten Casa Cogno stellen sich Crinoiden führende Kalke ein, mit zahlreichen Auswitterungen kleiner Crinoiden-Stielglieder, dazwischen liegenden Seesternen, aber auch Brachiopoden, so dass man im Zweifel bleibt, ob man diese Bänke noch dem *Encrinus gracilis*-Niveau, oder bereits dem Brachiopodenkalke zuzählen solle. Der etwa zu begehende Fehler bleibt in jedem Falle ein geringer, da beide Niveaus palaeontologisch ja eine und dieselbe Zone repräsentiren und zusammen dem unteren Muschelkalke zufallen.

Man vergleiche hier übrigens auch die Angaben Curioni's (Geologia, pag. 157) über die Schichten, welche man zwischen Collio und der Cima di Cogno trifft.

Südabhänge des Pezzedazuges.

Während der Hauptdolomit des Mte. Pezzeda und des Corno di Po in einer Längsbruchlinie an die verstürzten, aus tieferen triassischen Gliedern zusammengesetzten südlichen Gehänge des obersten Valtrompia stösst, wird derselbe im Süden gegen das Val Sabbia regelmässig

von diesen älteren triassischen Bildungen unterlagert. Die mächtige Schichtmasse an der Basis dieser Bildungen besteht aus unterem Muschelkalk, welcher im Val Ponticello beginnend, durch das obere Val Dignone und Val Tovere nach Westen weiterzieht und eine ausgedehnte Oberflächenverbreitung besitzt. Geht man von Lavenone aus im Val Ponticello aufwärts, so findet man, dass die rothen Sandsteine und Tuffe, welche eine so weite Verbreitung im Val Sabbia besitzen und welche auch in den Umgebungen von Lavenone herrschen, am linken Ufer des zweiten grösseren, von rechts kommenden Seitengrabens einer mächtigen Masse von dünngeschichteten, dunkelgefärbten, kleinknolligen und wulstigen Kalken Platz machen, über welche ein beschwerlicher Fussweg hinanführt und die sich schon ihrer lithologischen Ausbildung nach sofort als unterer Muschelkalk deuten lassen, welche Deutung durch die über ihnen folgende Terrasse von Wengener Sandsteinen und Schiefern, in welchen die fruchtbaren Wiesengründe der Gemeinde Presegno liegen, bestätiget wird. Durch die erwähnte Masse von unterem Muschelkalk schäumt der Torrento Biocelo in enger und wilder Schlucht und jenseits derselben schneiden diese Kalke scharf an den Hauptdolomitmassen des Mte. Serclere — offenbar mit Bruch — ab. Aus dem Val Ponticello ist der Muschelkalk — meist steile, düstergefärbte Felswände bildend, zu verfolgen um das obere Val Dignone, in welchem er regelmässig und flach gelagert oberhalb der Ortschaften Ono Degno, Ono, Forno d'Ono und Avenone dahinzieht, nördlich von der Kapelle La Santa den Kamm gegen Val Tovere überschreitet, und in diesem Thale in ähnlicher Weise oberhalb Livemmo, Odeno und Navono hinstreichend die Grenzen meines Aufnahmsgebietes verlässt. Weiterhin ist derselbe im Val Irma und Val Marmentino längst durch Curioni (vergl. Geologia, pag. 170 und 179) bekannt.

Weiter thalabwärts im Val Dignone, in der Umgebung von Levranghe, erscheint unter den rothen Sandsteinen und Tuffen des Val Sabbia eine Welle älterer Gebilde, deren tiefste Glieder ebenfalls von Muschelkalk gebildet werden. Ich habe denselben auf der Karte nur mit der Farbe des oberen Muschelkalkes eingezeichnet, ohne aber damit behaupten zu wollen, dass nicht auch in seinen tiefsten Lagen schon das *Encrinus gracilis*-Niveau erschlossen sein könnte. Sicher ist dieses der Fall in einer nächst südlich gelegenen Aufbruchszone, jener des Mte. Puneral zwischen Nozza und Barghe.

Muschelkalk des Mte. Puneral zwischen Nozza und Barghe im Val Sabbia.

Seit dem Jahre 1858, in welchem F. v. Hauer in seiner geologischen Uebersichtskarte der Lombardei die in dem Chiesedurchschnitte zwischen Nozza und Barghe auftretenden dunklen Kalke als Muschelkalk einzeichnete[1]), scheint dieses Vorkommen untertriassischer Bildungen so gut wie verschollen zu sein. Die Curioni'sche Karte von 1876 gibt hier nur „*Dolomia metallifera*“ an. In seiner Geologie erwähnt Curioni nichts von einem Vorkommen von Muschelkalk im

[1]) Auch auf der grossen v. Hauer'schen Uebersichtskarte der Monarchie ist diese Einzeichnung beibehalten worden.

ganzen Gebiete des Val Sabbia, im Gegentheile geht aus zahlreichen Stellen seiner Mittheilungen hervor, dass er der Meinung sei, so tiefe triassische Schichten kämen in diesem Gebiete nirgends vor. So sagt er pag. 166: „Da die Triasbildungen an der linken Thalseite der Mella im Allgemeinen nach Ost und Südost fallen, so sind im Val Sabbia nur noch die jüngeren Schichten der oberen Trias sichtbar.“ Und ausführlicher wiederholt Curioni diese Ansichten l. c. pag. 148. Verfolgen wir nun seine Angaben über den zwischen Nozza und Barghe vom Chiese durchrissenen Kalkzug des Mte. Puneral, so finden wir zunächst pag. 208 einen Durchschnitt von Nozza, in welchem die Kalke des Castello di Nozza als „*Dolomia metallifera*“ bezeichnet werden. Ebenso erklärt Curioni aber auch weiterhin die Kalkmasse bei S. Gottardo oberhalb Barghe für „*Dolomia metallifera*“, weil dieselbe von „Terreno a Gervillia bipartita“ überlagert werde. Diesen Gervillia-bipartita-Schichten fallen nach Curioni (in Folge von auf der Höhe des Mte. Puneral gemachten Fossilfunden) die dunklen Kalke zu, welche thalaufwärts von S. Gottardo den ungeschichteten „erzführenden Kalk“ anscheinend überlagern und bis gegen Nozza mit gleichem Nordwestfallen anhalten, wo sie von den bunten Sandsteinen und Mergeln des Val Sabbia bedeckt werden (pag. 210). Hier geräth Curioni offenbar mit seinen zwei Seiten vorher über die Altersstellung des Kalkes von Nozza geäusserten Ansichten in ärgsten Widerspruch, da dieser Kalk, ohne Zweifel über den schwarzen Kalken der Thalenge liegend, sich zwischen diese und die rothen Schichten concordant einschiebt, daher entweder der Kalk von Nozza oder der Kalk von S. Gottardo nicht „erzführender Kalk“ sein können, weil sie ja nach Curioni's eigenen Angaben in verschiedenen Niveaus liegen würden. In der weiteren Verfolgung dieser Consequenzen kommt Curioni nun zu dem Resultate, dass zwei rothe sandige und Eruptivgesteine führende Niveaus im Val Sabbia existiren, löst aber damit nicht den Widerspruch, welcher erstens darin liegt, dass oberhalb seiner vermeintlichen Raibler Schichten (zwischen Barghe und Nozza) bei Nozza abermals „metallführender Kalk“ folgt, und zweitens, dass zwischen den rothen Schichten von Barghe und Preseglie, welche unterhalb der „*dolomia metallifera*“ liegen sollen, und jenen rothen Schichten von Odolo und Bione, die unter dem Hauptdolomite und deshalb über der „*dolomia metallifera*“ liegen, absolut keine Grenze gezogen werden kann.

Lepsius, welcher Val Sabbia ebenfalls besucht hat, macht p. 92 seines Werkes Angaben, die mit jenen von Curioni nahezu übereinstimmen. Nach seinen Annahmen stiess eine Erhebung bei Sabbio und Preseglie einen mächtigen Porphyrstock empor, seinem Alter nach wahrscheinlich den Halobienschichten, speciell dem Buchensteiner Kalke angehörend; im Norden und Osten umringe diesen Stock hellleuchtender Esinokalk (*calc. metallifera*); die Thalenge oberhalb Barghe durchschneidet diesen Esinokalk, der bei S. Gottardo Korallen und Diploporen führt. Auf dem fast massigen, hier an 450 Meter mächtigen Esinokalke lagern bei Ponte da Rè die Raibler Schichten; sie fallen Nordwest bis Nordnordwest 30 Grad, also vom Esinokalk weg; es sind unten dünnschichtige, schwarze, wulstige Kalke, etwa 75 Meter mächtig; darüber ebenflächigere, dickere, schwarze Kalke mit kleinen, unbe-

stimmbaren Conchiferen. Dicht vor Nozza setzt ein Eruptivlager durchs Thal, ein zersetzter dichter Augitporphyr, ganz analog dem Gesteine vom Nonsberge. Nun häufen sich die mächtigen bunten Sandsteine, Mergel, Thone, Kalke und Tuffe u. s. w., u. s. w. Soweit Lepsius. Auch er bleibt weiterhin dabei, dass die rothen Sandsteine und Tuffe südlich von Preseglie identisch seien mit jenen von Nozza und Vestone. Leider hat er unterlassen, über die Stellung jener analogen rothen Schichten, die bei Barghe auftreten und nach Curioni unter dem erzführenden Kalke bei S. Gottardo liegen sollen, eine Ansicht auszusprechen. Das aber, was in Lepsius' Darstellung am meisten auffällt, ist der Umstand, dass er den Kalkzug von Nozza ganz mit Stillschweigen übergeht, denselben Kalkzug, dessen Deutung schon Curioni offenbar einige Schwierigkeiten bereitete. Diese Schwierigkeiten des Profils von Nozza nach Barghe lösen sich durch eine etwas veränderte Auffassung der Lagerungsverhältnisse in, wie ich glaube, sehr einfacher und befriedigender Weise. Es ist zunächst, wenn man von Nozza ausgeht, evident, dass die rothen Schichten oberhalb Nozza, sodann der Kalkzug von Nozza, dann der wenig aufgeschlossene Eruptivgesteinszug, dessen Lepsius als Augitporphyr erwähnt, sodann endlich die schwarzen Kalke, die bis über Ponte da Ré thalabwärts anhalten, sammt und sonders in völlig regelrechter und ungestörter Unterlagerung aufeinander folgen und dass diese ganze, eine concordante Schichtfolge darstellende Masse in nicht sehr klaren Verhältnissen, die man bei flüchtiger Begehung allenfalls als Ueberlagerung dieses hellen Kalkes durch jene Schichtmasse deuten könnte, an den hellen erzführenden, klotzigen Kalk von S. Gottardo anstösst; an diesen Kalk endlich stossen — eben so wenig klar an der Grenze aufgeschlossen — die rothen Sandsteine, Tuffe und Eruptivmassen von Barghe und Preseglie. Nun wird man sich aber, wie ich glaube, vergeblich bemühen, sich im Chiesethale selbst mit vollkommener Sicherheit davon zu überzeugen, dass der erzführende Kalk von San Gottardo die nördlich von ihm erscheinenden dunklen Kalke ebenso regelmässig unterlagere, wie dies von Seite jener gegenüber den thalaufwärts folgenden jüngeren Gliedern der Fall ist. Auch frappirt den Beobachter die scharfe Linie, in welcher der erzführende Kalk gegen die rothen Schichten von Barghe und Preseglie abschneidet, besonders von Preseglie gesehen, so sehr, dass man unwillkürlich daran zweifelt, dass hier eine regelrechte Schichtfolge vorliege. Diese Zweifel lösen sich sofort, wenn man gegen Provaglio hinaufgestiegen ist und von dort aus ganz deutlich wahrgenommen hat, wie der dünngeschichtete Kalk des Mte. Puneral, welcher auf dessen Höhe flach liegt, gegen das steile Südgehänge dieses Bergrückens plötzlich steil knieförmig sich umbiegt und evident die Kalkmasse von S. Gottardo, welche sich gegen Provaglio hin vor dem Anstiege des Mte. Puneral auszuspitzen scheint, unterteuft. Man hat es hier also ganz sicher mit einer Falte zu thun, deren Nordschenkel flacher nach Nord resp. Nordwest, deren Südschenkel aber sehr steil bis senkrecht nach Süd resp. Südost einfällt; eine Erscheinung der Faltenbildung, die sich in derselben Weise immer und immer wiederholt und geradezu als typisch für die Kalk-Aussenzone dieses Gebietsantheiles gelten kann. In der Mitte dieser aufgebrochenen und vom

Chiese durchrissenen Falte kommen unter der „*Dolomia metallifera*“ von S. Gottardo und Nozza — denn beide Kalkniveaus gehören, wie sich jetzt zweifellos herausstellt, diesem Horizonte an — tiefere triassische Gebilde bis zum unteren Muschelkalke hinab zum Vorschein. Die Einzeichnung der v. Hauer'schen Karte erweist sich also in der That als vollkommen richtig.

Diese zunächst auf die Lagerungsverhältnisse basirte Einreihung der Hauptmasse der Kalke des Mte. Puneral zum Muschelkalk wird übrigens auch durch Fossilfunde unterstützt. Zunächst sei noch erwähnt, dass die tieferen Partieen des Muschelkalks oberhalb Barghe, nahe Ponte da Ré, zum Theil ganz dem typisch entwickelten unteren Muschelkalke von Judicarien gleichen; es sind graue, petrefactenleere Kalke, hie und da mit *Encrinus gracilis*-Stielgliedern auf den Abwitterungsflächen. Höher wird das Gestein kleinknollig und auf den Schichtflächen wulstig, ganz wie im Val Ponticello und am Dosso Alto. Hie und da bemerkt man Bivalven-Durchschnitte. Noch höher und näher an Nozza stellen sich wieder dickere Bänke ein. Hier, nicht weit südlich von Nozza fand sich in einer Bank anstehenden Gesteins neben einem grossen Exemplare eines

Ptychites dontianus Hauer. sp.

das Bruchstück eines *Acrochordiceras*. In einem bei Gelegenheit der Strassenbauten losgesprengten Blocke, der nahezu aus demselben Niveau stammen dürfte, steckte neben einer grossen *Myophoria* und einem glatten Pecten ein typischer

Balatonites balatonicus Mojs.

Noch näher gegen Nozza, aber im Niveau nicht weit verschieden, da hier einige untergeordnete wellenförmige Biegungen der Schichten zu beobachten sind, fanden sich neben zahlreichen Auswitterungen grosser Crinoiden-Stielglieder und einer gerippten, *Cardium*-artigen Bivalve

Terebratula vulgaris Schloth. sp.
Spirigera (Retzia) cf. trigonella Schloth.

Diese hier erwähnten, petrefactenführenden Schichten gehören wohl, streng genommen, schon dem, die Massen des unteren Muschelkalkes gegen oben abschliessenden Niveau des „Brachiopodenkalkes“ an, dessen Verbreitung demnächst zu behandeln sein wird.

Eine petrefactenführende Localität, die wohl noch dem *Encrinus gracilis*-Niveau zufallen dürfte, liegt dagegen unter dem Steilabhange des Mte. Puneral, westlich in der Nähe von Provaglio di sotto. Hier findet man in den losen, von oben herabgestürzten Platten des Muschelkalks zahlreiche von wirr durcheinanderliegenden Stielgliedern des *Encrinus gracilis* ganz bedeckte Schichtflächen, die in Handstücken nicht von Recoarischen Vorkommnissen zu unterscheiden sind; daneben andere Schichtflächen, bedeckt mit Myophorien, Ostreen u. s. f. Es wurden unter den hier gesammelten Stücken bestimmt:

Encrinus gracilis Buch.
Myophoria vulgaris Schloth. sp.
Ostrea filicosta Ben.
Myacites cf. mactroides Schloth. sp.

Die in dem *Encrinus gracilis*-Niveau von Recoaro so häufige *Myophoria vulgaris* neben ihrer constanten Begleiterin, der *Ostrea filicosta Ben.* kehrt also auch hier wieder, und zwar sogar in besserer Erhaltung als bei Recoaro, wo sie meist nur ausgewittert zu erhalten ist, während man hier die Petrefacten aus dem Gestein selbst herausschlagen kann. Jedenfalls ist die Uebereinstimmung dieser beiden südlichsten Vorkommnisse von unterem Muschelkalk dies- und jenseits des Gardaseees eine überraschend grosse.

Ib) und II. Brachiopodenkalk und oberer Muschelkalk

Ueber der Hauptmasse des unteren Muschelkalkes folgt eine verhältnissmässig geringmächtige Schichtgruppe, welche nahezu überall, wo sie einigermassen aufgeschlossen ist, sich in zwei Glieder trennen lässt, ein unteres, durch das Vorkommen zahlreicher Brachiopoden und nur spärlicher Cephalopodenreste ausgezeichnetes, und ein oberes mit zahlreicheren Cephalopoden und sehr zurücktretenden Brachiopoden. Das erstere Niveau kennzeichnet sich durch seine Cephalopodeneinschlüsse als noch zum unteren Muschelkalke gehörend, während das letztere durch seine Cephalopoden sich als oberer Muschelkalk zu erkennen gibt. Auf der Karte konnten beide ihrer geringen Gesammtmächtigkeit wegen nicht mehr getrennt werden, andererseits empfahl es sich aber auch, sie vereinigt zu lassen, weil sie orographisch und tektonisch genommen als vorherrschend aus weicherem Materiale gebildete Gesteine gegenüber den festen, wohlgeschichteten und steile Felswände bildenden Hauptmassen des unteren Muschelkalkes wie ein zusammengehöriges Ganzes sich darstellen.

Der Brachiopodenkalk kennzeichnet sich durch seine vorwiegend mergelig-kalkige Beschaffenheit und knollige Structur sehr leicht, obschon in den südwestlicheren Gebietsantheilen, wo diese Beschaffenheit gegen das Liegende hin allgemeiner wird, seine Abgrenzung gegen die tieferen petrefactenarmen Massen nicht so leicht sein dürfte, als wie in Judicarien. Zudem wechseln hier die knolligen Kalkmergel häufig mit sandigen Zwischenlagen und sind oft schon an ihrer Verwitterungsfarbe leicht zu erkennen; dieselbe ist nämlich eine auffallend bunte dadurch, dass die aus festerem, kalkigem Materiale bestehenden Knollen ihre ursprüngliche bläuliche Farbe länger beibehalten, als die sie umhüllenden mergeligen Zwischenmittel, welche rasch graue und gelblichbraune Farben annehmen. Brachiopoden-führende und Crinoiden-reiche, mehr kalkige Bänke, die stellenweise vollkommen den Crinoiden- und Brachiopoden-führenden Bänken des Brachiopoden-Niveaus von Recoaro gleichen, liegen insbesondere an der unteren Grenze dieses Niveaus. Andere Bänke des Knollenkalks sind ganz erfüllt mit *Terebratula vulgaris* und ihren Nebenformen und diese Terebratelbänke bilden ein beständiges, wenigstens über weite Strecken hin durch Judicarien und die östliche Lombardei nachweisbares und zugleich leicht in die Augen fallendes Niveau. Seltener sind Cephalopoden in diesen Bänken, sie finden sich aber doch allenthalben, wenn auch meistens nur vereinzelt und fast durchwegs in sehr abgerolltem

Zustande. In den sandigen Schichten liegen massenhaft Pflanzenreste von durchgehends schlechter Erhaltung begraben, gewöhnlich nur als verschwommene kohlige Flecken und Schmitzen, sehr selten aber besser erhalten. Gegen oben vermindert sich der Sand- und Mergelgehalt, das Gestein wird kalkiger, dunkler, compacter, ebenflächiger und plattiger, bleibt aber immer noch etwas glimmerig-sandig, ist dabei stark zerklüftet und deshalb wittern seine einzelnen Bänke in abgerundete Blöcke auseinander, deren Oberflächen sehr oft mit den verschiedenartigsten Fossildurchschnitten gezeichnet sind und in denen die Petrefacten mit gut erhaltener Schale, die meist glatt von dem Gesteine sich ablöst, zu stecken pflegen. Das ist das Niveau des *Ceratites trinodosus Mojs.*, *Balatonites euryomphalus Ben.* und *Ptychites gibbus Ben.*, welches von Lepsius schon zu seinem Complexe der „Halobienschichten" gezogen wurde, in Folge einer Verwechslung mit den zum Theil ähnlich ausgebildeten, doch durchgehends schon in Handstücken ziemlich wohl unterscheidbaren Wengener Daonellen-Schiefern, welche aber von jenem Niveau durch die zwischen beiden liegenden, nahezu allerorten leicht nachweisbaren, weil zäheren und auffallende petrographische Merkmale an sich tragenden Buchensteiner Kieselknollenkalke getrennt werden. Dass Lepsius thatsächlich während seiner Begehungen diese erwähnten beiden Niveaus verwechselt und deshalb schliesslich mit den Buchensteiner Kalken zusammen in eine einzige Schichtgruppe zu vereinigen sich veranlasst gesehen hat, innerhalb welcher Altersverschiedenheiten anzuerkennen er erst nachträglich durch die faunistischen Untersuchungen gezwungen wurde, geht aus vielen Stellen seines Werkes hervor. So sagt er pag. 63: „Bei Prezzo folgen über den Brachiopodenbänken zunächst schwarze homogene Kalke und Hornsteinknollenkalke, in denen ich keine Versteinerungen entdecken konnte; in der Höhe zeigt sich in den Hornsteinkalken ein *Pietra verde*-artiger Tuff. Erst auf der Terrasse der Kirche stehen die oberen Halobienschichten an, in denen die reiche Fauna von Prezzo verborgen ist; man findet hier vor allem *Halobia Lommeli;* aus denselben Bänken schlägt man den charakteristischen *Am. euryomphalus Ben.* heraus u. s. f." Und weiter führt Lepsius, pag. 65, den *Am. euryomphalus* an aus den schwarzen Bänken vom Dosso Alto, welche unter den Hornsteinknollenkalken liegen, während die eigentlichen Daonella-Lommeli-Schichten am Dosso Alto fehlen und an ihrer Stelle Tuffe auftreten. Als normale Schichtfolge der Halobienschichten in Judicarien und Valtrompia gibt Lepsius schliesslich, pag. 67, folgende an:

1. Schwarze Mergel mit *Daonella parthanensis.*
2. Hornsteinknollenkalke (Buchensteiner Kalke).
3. Obere schwarze Plattenkalke und mulmige Mergel mit *Daonella Lommeli* und Aonen-Ammoniten.

Die Fossilliste vom Dosso Alto entspricht demnach der Schichtgruppe 1, jene von Prezzo aber der Schichtgruppe 3 und die Zuzählung des *Balat. euryomphalus* von Prezzo zu den Daonella-Lommeli-Schichten ist offenbar ein Irrthum. Auf die Gleichartigkeit der Fauna vom Dosso Alto mit dem Niveau des *Balatonites euryomphalus* von Prezzo hat übrigens schon v. Mojsisovics („Dolomitriffe", pag. 488) aufmerksam gemacht und auch Benecke hat („Ueber einige Muschel-

kalkablagerungen der Alpen", pag. 56) seine ursprüngliche Angabe bezüglich des Niveaus von *Balat. euryomphalus* dahin berichtigt, dass sein Original dieser Art lose unterhalb Prezzo gefunden worden sei, und zwar in einem Gesteine, welches dem gleiche, in dem die *Spiriferina Mentzeli* bei Pieve di Buono vorkommt, das also offenbar mehr sandig-mergeliger Natur ist. Jedenfalls neigte Benecke damit schon zur Annahme hin, dass man es in *Balat. euryomphalus* mit einer Muschelkalkform zu thun habe. Leider hat Lepsius, wie es scheint, nicht mehr Zeit gefunden, die während der Drucklegung seines Werkes bei ihm zum Durchbruche gekommene richtige Anschauung über die Aufeinanderfolge des oberen Muschelkalks, der Buchensteiner und Wengener Schichten überall berichtigend im übrigen Texte verwerthen zu können, und so findet man denn zum Beispiel, nachdem pag. 67 die richtige Aufeinanderfolge hervorgehoben wurde, in der weiteren Folge, pag. 113, eine Fossilliste, in welcher die Petrefacten aller jener drei Stufen durcheinandergeworfen erscheinen. Solchergestalt macht die oben angezogene Stelle, pag. 67, leider zu sehr den Eindruck des nebenher Erwähnten oder nachträglich Eingeschalteten, als dass dadurch die vielen gerade in diesem Abschnitte sich findenden Unrichtigkeiten seiner Darstellung eine wesentliche Abschwächung oder Correction erfahren würden.

Die von Lepsius sogenannten „unteren Halobienschichten" oder „Schichten mit *Daonella parthanensis*" sind in Judicarien und in der Lombardei ein weitverbreiteter und ausserordentlich constanter Horizont und speciell in der Umgebung von Pieve di Buono wohl mindestens ebenso auffallend entwickelt und vielleicht leichter zu finden, jedenfalls aber noch petrefactenreicher, als die Schichten mit der *Daonella Lommeli*, ein Umstand, der die Verwechslung beider erklären und vielleicht auch entschuldigen mag.

Brachiopodenschichten und *Balatonites euryomphalus*-Schichten in der Gebirgsgruppe des Cornovecchio und bei Pieve di Buono. In der Besprechung der Verbreitung dieser Schichten kann bei Pieve di Buono begonnen werden, da die Aufschlüsse hier verhältnissmässig gut oder doch wenigstens leicht zugänglich sind. Der am längsten bekannte Aufschluss des unteren der beiden Niveaus ist wohl jener, welcher schon von Benecke („Trias und Jura in den Südalpen", pag. 33) erwähnt wurde, und welcher an der Strasse zwischen Creto und Daone liegt, und zwar ganz in der Nähe der Cappella rotunda von Bersone. Benecke fand dort *Spiriferina Mentzeli Dunker*, *Terebratula cf. vulgaris Schloth. sp.* und *Encrinus liliiformis Schloth.*, ausserdem Pflanzenreste (darunter nach „Muschelkalkablagerungen in den Alpen", pag. 56, *Araucarites recubariensis Massal.*). Lepsius erweiterte diese Petrefactenliste (pag. 58) durch *Terebratula angusta Münst.* und *Rhynchonella decurtata Gir.* Sowohl Benecke als Lepsius geben an, dass über diesen Aufschlüssen die Halobienschichten von Prezzo folgen. Das ist nicht streng zu nehmen, denn östlich von jenem Aufschlusse folgt an der Strasse gegen Strada hin noch eine geraume Strecke unaufgeschlossenen Terrains, in welchem zahlreiche in den Mauern steckende Blöcke schwarzen glimmerigen Kalkes mit Petrefactendurchschnitten die Anwesenheit

des oberen Muschelkalkes verrathen. In einem Stücke solchen Kalkes fanden sich:

Ptychites gibbus Ben. sp.
Lima aff. subpunctata Orb.
Cassianella sp.

Erst kurz vor Strada schneidet die Strasse einige Bänke des nächst höheren Niveaus der Buchensteiner Knollenkalke an, über welchen erst in der unmittelbarsten Umgebung von Strada selbst ein sehr beschränkter Rest der Wengener Daonellenschichten folgt.

Der Brachiopodenkalk ist nahe der oben erwähnten Capella rotunda von Bersone sowohl oberhalb der Strasse, als auch unterhalb derselben, zwischen ihr und dem alten Fahrwege von Creto her, aufgeschlossen; doch werden bei der Lagerung desselben (ziemlich steiles Einfallen in Ostsüdost) nur wenige Bänke abgebaut, welche zum Theil knollig, zum Theil schieferig-sandig sind; in den ersteren findet man am häufigsten die *Spiriferina Mentzeli Dunker*, in den sandigen dagegen die schon erwähnten, meist undeutlichen Pflanzenreste. Dieselben Schichten, ebenfalls mit derselben *Spiriferina* trifft man auch höher in ihrer nordöstlichen Fortsetzung am Wege, der von Bersone nach Praso hinanführt. Hier oben wird Alles von Gletscherschutt überdeckt; erst wieder weiterhin, und zwar südwestlich der Häusergruppe Frugone, finden sich theils anstehend, theils lose, abermals bedeutendere Vorkommnisse dieser Schichten, und man sammelt hier Platten voll Crinoidenauswitterungen, welche denen des Recoarischen Brachiopoden-Niveaus äusserst ähnlich sehen und unter welchen hie und da auch eine Brachiopodenform auftritt, die man auf den ersten Blick sofort für *Spirigera trigonella* [1]) halten möchte, welche sich aber von der Recoarischen Art durch einen auffallenden Sinus der grossen Klappe unterscheidet. Sie erinnert dadurch ausserordentlich an *Rhynchonella tetractis Loretz* (Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1875, p. 800, Tab. XXI, Fig. 4) und würde die Loretz'sche Art nicht, wie aus der Beschreibung hervorzugehen scheint, thatsächlich einen Rhynchonellenschnabel besitzen, so könnte man geneigt sein, die judicarische Form für identisch mit ihr zu halten, um so mehr, als das Niveau annähernd dasselbe sein dürfte. Auch einzelne abgerollte Ammoniten findet man in den knolligen Kalken desselben Niveaus oberhalb Frugone, sowie auch sehr grosse Chemnitzien und Naticeen, wie man sie gewöhnlich für die Esinofacies als charakteristisch anzusehen pflegt. An den Abhängen zwischen Strada und Frugone, insbesondere aber nahe oberhalb Strada in den Weingärten und Kastanienwäldern steht das nächsthöhere Niveau der *Balatonites euryomphalus*-Schichten an und die Mauern liefern hier eine ungemein ergiebige Ausbeute der in den dunklen sandig-glimmerigen Kalken vorkommenden Petrefacten. Einzelne, etwas sandig-schieferigen Lagen angehörende Gesteinsstücke pflegen ganz

[1]) Da sowohl Exemplare dieser Art von Recoaro, als auch solche von Köveskallya und Fünfkirchen untersucht wurden und alle eine ausgezeichnet faserige Schalenbeschaffenheit zeigten, so wird diese Art wohl am besten wieder unter ihrem alten v. Schauroth'schen Genusnamen aufzuführen sein. Schon Quenstedt hat übrigens dasselbe gefunden und pag. 285 seiner Brachiopoden erwähnt.

erfüllt zu sein von Schalentrümmern von Cephalopoden und Bivalven, andere enthalten wieder in grosser Anzahl den *Balatonites euryomphalus* und ihm verwandte Formen, denen nur selten ein Exemplar des *Ptychites gibbus* beigesellt ist; noch andere führen neben spärlichen Ammoniten besonders massenhaft eine *Rhynchonella*, welche bisher immer als *Rh. cf. semiplecta Mstr.* angeführt zu werden pflegte und die vielleicht noch näher steht der in einem weniger weit abstehenden Niveau auftretenden *Rhynchonella toblachensis Loretz* (l. c. pag. 799, Tab. XXI, Fig. 5), obschon gerade das von Loretz abgebildete Exemplar dieser Form mit der Mehrzahl der judicarischen Stücke nicht zum allergenauesten übereinstimmt. Auch Gastropoden finden sich in diesen Schichten oberhalb Strada in ziemlich grosser Anzahl. Es möge hier zunächst eine Liste der daselbst gesammelten Fossilien folgen, wobei ich, wie schon in der Einleitung bemerkt wurde, die Bestimmung der Cephalopoden Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics zu danken habe:

Balatonites stradanus Mojs.
„ *prezzanus Mojs.*
Ceratites trinodosus Mojs.
„ *Beneckei Mojs.*
„ *Riccardi Mojs.*
Ptychites gibbus Ben. spec.
Nautilus Tintoretti Mojs.
Euomphalus spec.
Pecten spec.
Lima aff. subpunctata Orb.
Anoplophora spec.
Cassianella spec.

Diese Vorkommnisse oberen Muschelkalkes bei Strada sind die letzten Reste der auf den vom Dos dei Morti sich herabsenkenden Massen des unteren Muschelkalkes aufgelagerten jüngeren Bildungen. In weit grösserer Verbreitung findet man diese jüngeren Bildungen auf der Höhe der Kämme, doch stellen sich ihrer Ausbeutung hier selbstverständlich mancherlei Hindernisse entgegen und auf flüchtigen Touren, die grösstentheils der Cartirung gewidmet sind, muss man sich öfter, als man möchte, begnügen, das Vorhandensein der betreffenden Niveaus constatirt und ihre Grenzen annähernd richtig fixirt zu haben. An der Südseite des Dos dei Morti liegen die beiden Niveaus des Brachiopodenkalkes und des oberen Muschelkalkes nahezu durchgehend in einer schmalen Terrasse von sehr steiler Böschung, welche sich zwischen den grösstentheils unersteiglichen Wänden des unteren Muschelkalkes und einer hangenden Steilwand, die den Buchensteiner Kalken zufällt, einschaltet und welche nur an wenigen Punkten leichter zugänglich sein dürfte. Und gerade an solchen Punkten pflegt dieselbe dann völlig überrast zu sein und zeigt oft nicht die Spur eines anstehenden Gesteins, oft nicht einmal lose Blöcke, so dass man solche Stellen überschreiten kann, ohne das Mindeste von dem Vorhandensein dieser petrefactenreichen Schichten zu merken. Das ist z. B. der Fall im obersten Theile des zwischen Praso und Daone herabkommenden Gra-

bens. Nur tiefer unten geben auch hier zahlreiche herabgeschwemmte Blöcke mit der charakteristischen grauen Verwitterungsrinde, aus welcher sich die zahlreichen Petrefactendurchschnitte scharf und deutlich abzuheben pflegen, Kunde von dem Vorhandensein des oberen Muschelkalkes. Unter diesen losen Stücken findet man hie und da ein plattigeres Gestein mit zahlreichen Daonellen, zwischen welchen einzelne kleine Ceratiten (*trinodosus Mojs.*) und die charakteristische, schon oben erwähnte *Rhynchonella cf. Toblachensis Loretz* liegen. Sie gehören ohne Zweifel demselben Niveau an. Die *Daonella* ist nach Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics identisch mit

Daonella Sturi Ben. spec.

Weiter westlich constatirte Lepsius (pag. 58 und pag. 206) das Vorhandensein auch des Brachiopodenkalkes. Er fand im Schutte der Wände des Valbona unterhalb des Cornovecchio (Stabolfes) *Terebratula vulgaris* und *Rhynch. decurtata.*

Reichere Aufschlüsse bietet der oberste Kessel des Val Roncone in der Umgebung der Alphütten Stablo fresco und La Valino. Hier dürfte im Anstehenden zu sammeln es sich der Mühe wohl lohnen. Wo der Weg von der letztgenannten Malga nach Südosten den Kamm zwischen Dos dei Morti und Mte. Stablel überschreitet, liegen die Schichten des oberen Muschelkalkes frei zu Tage, ohne von dem Buchensteiner Niveau bedeckt zu sein. Dem *Balatonites euryomphalus Ben.* verwandte Formen und *Rhynchonella cf. Toblachensis Lor.* fallen auch hier durch ihr häufiges Auftreten zunächst in die Augen, tiefer liegen Bänke voll Brut einer *Daonella* (*Posidonomya*), darunter die knolligen Kalke des Brachiopoden-Niveaus, in welchen ich indessen hier keine Fossilien sah, wohl nur in Folge geringen Zeitaufwandes. Hie und da steckt Eruptivgestein innerhalb dieser Schichten. Von hier stammen folgende Arten von Cephalopoden:

Balatonites prezzanus Mojs.
Ceratites trinodosus Mojs.
Norites cf. gondola Mojs.

Eine weitere Stelle, an welcher ich oberen Muschelkalk kreuzte und gut aufgeschlossen fand, liegt östlich unterhalb des Mte. Penna, in dem Thalkessel zwischen diesem Berge und seinen Ausläufern, Mte. Giugea und Mte. Lavetto, in dem obern Anfange des von hier gegen Val Breguzzo hinabziehenden Grabens. Hier sind etwa 10 Meter unterhalb der charakteristischen kieseligen Knollenkalke des Buchensteiner Niveaus Bänke voll schön erhaltener grosser Daonellen zu finden, zwischen welchen auch hier einzelne kleine Ammoniten (*Megaphyllites sandalinus Mojs.* und *Ptychites spec. indet.*) liegen. Die *Daonella* ist dieselbe, wie die am Aufstiege vom Praso zum Dos dei Morti lose gefundene, also:

Daonella Sturi Ben. spec.

Der untere Muschelkalk ist an dieser Stelle, wie schon oben hervorgehoben wurde, auffallend geringmächtig.

Die südlich des Val Daone liegenden Muschelkalkpartien des Mte. Laveneg, Mte. Rema, Mte. Doja u. s. f. habe ich viel zu flüchtig gesehen, um den Mittheilungen von Lepsius über dieses Gebiet etwas Neues hinzufügen zu können. Ich möchte nur eine Bemerkung hier einschalten. Pag. 224 nämlich sagt Lepsius: „Ueber den unteren Muschelkalken des Mte. Cleoba (Mte. Rema der neuen Karte) liegen Halobienschichten, und zwar zu unterst schwarze Kalke mit mulmigen Mergelzwischenlagen, in denen sich hier *Halobia Lommeli* fand, dann folgen Knollenkalke, darüber Marmor, und darüber wieder Knollenkalke vom Typus der Buchensteiner Kalke des Valtrompia." Pag. 227 wird der Fundort der *Daonella Lommeli* näher bezeichnet als im Bacheinrisse oberhalb der Malga Cleoba (richtiger Cleabà) gelegen. Es scheint aus diesen Mittheilungen hervorzugehen, dass die hier aufgefundene *Daonella* dem untersten Niveau der Lepsius'schen Halobienschichten, also dem oberen Muschelkalke angehören, daher sie wohl von der erst über den Buchensteiner Knollenkalken erscheinenden *Daonella Lommeli* verschieden sein wird. Vielleicht ist es dieselbe Art, die kurz vorher von mehreren Punkten nördlich des Val Daone erwähnt wurde.

Kehren wir nach Pieve di Buono zurück, so finden wir die Fortsetzung der Muschelkalkpartie von Strada südlich des Chiese wieder im Vorberge von Prezzo.

Auf dem flachen Abhange, welcher sich von Prezzo gegen die Höhen des Mte. Melino hinanzieht und welcher von Gletscherschutt in hohem Masse überdeckt ist, findet man allenthalben über der wie eine flachgeneigte Tafel gegen Osten einschiessenden, allseitig isolirten Masse des petrefactenleeren unteren Muschelkalkes die Brachiopodenschichten, den oberen Muschelkalk und deren jüngere obertriassische Nachfolger, die Buchensteiner und Wengener Schichten, ausgebreitet. Die Aufschlüsse sind allerdings nicht allzu günstig, und besonders im verticalen Sinne wenig zusammenhängend. Kommt man von der unterhalb Formino auf das rechte Ufer herüberführenden Brücke gegen Prezzo herauf — ein Weg, den Benecke („Trias und Jura", p. 32) zuerst gemacht hat, — so wird man über dem Werfener Schiefer, der Rauchwacke und dem unteren Muschelkalke schwerlich jüngere Schichten bemerken, bis man dann bei der Kirche von Prezzo einen geringen Aufschluss der Wengener Daonellenschiefer antrifft. Auch nördlich unter diesem Wege entblösst der Chiese zwar prächtig die Buchensteiner und Wengener Schichten, aber gerade die nächsttieferen Niveaus sind ungenügend aufgeschlossen.

Anders gestalten sich die Dinge, wenn man von den Höhen im Westen gegen Prezzo herabsteigt. Da findet man an der Stelle, an welcher der Fussweg die auch auf der Karte angedeuteten starken Krümmungen beschreibt, über den petrefactenarmen unteren Muschelkalken regelmässig aufgelagert die Brachiopoden-führenden Knollenkalke, die in ihren tieferen Niveaus neben Gastropodensteinkernen, Limen und einzelnen Exemplaren der *Terebratula vulgaris* recht häufig schön erhaltene Stücke der

Spiriferina Mentzeli Dunker

führen; etwas höher stellt sich eine ganz von

Terebratula vulgaris Schloth.

erfüllte Bank ein, noch einige Bänke höher beobachtet man eine Schichte mit knolliger Oberfläche, auf welcher abgerollte Cephalopoden, unter ihnen

Ceratites binodosus Hau.

liegen, noch höher liegen sandig-schieferige Bänke, in deren einer sich ein Exemplar von

Spirigera aff. trigonella Schloth.

fand, jene schon von Frugone erwähnte Form. Dann folgt unaufgeschlossenes Terrain, in welchem zahllose Blöcke von schwarzen, glimmerigen Kalken zu Mauern zusammengehäuft wurden, eine wahre Fundgrube der Petrefacten des oberen Muschelkalkes, resp. der Zone des *Balatonites euryomphalus Ben. sp.*

Erst eine gute Strecke tiefer gegen Prezzo (in südöstlicher Richtung) stösst man auch auf Buchensteiner Kalke und weiterhin, nahe der kleinen Kirche oberhalb Prezzo, endlich auch auf anstehende *Daonella-Lommeli*-Schichten. An der oben genannten Stelle nordwestlich oberhalb Prezzo wurden in dem Niveau des oberen Muschelkalkes folgende Arten gesammelt:

Balatonites euryomphalus Ben. spec.
" arietiformis Mojs.
" prezzanus Mojs.
Ceratites trinodosus Mojs.
" Ragazzonii Mojs.
" Beneckei Mojs.
" cf. Comottii Mojs.
Carnites reuttensis Beyr. spec.
Norites breguzzanus Mojs.
Ptychites gibbus Ben. spec.
Orthoceras spec. indet.
Nautilus Tintorettii Mojs.
Euomphalus spec.
Pleurotomaria spec.
Myophoria spec.
Cardium spec.
Anoplophora spec.
Cassianella spec.
Lima aff. subpunctata Orb.
Pecten pl. spec.
Rhynchonella cf. Toblachensis Lor.
Spirigera aff. trigonella Schloth.

Wenn man von der von Creto herüberführenden Brücke ausgehend sich am Abhange nahe über dem Chiesefluss abwärts wendet, so verquert man folgendes Profil:

Spuren der Wengener Daonellenschichten.
Gut entwickelte Buchensteiner Kalke.

Wenig aufgeschlossene Schichten des oberen Muschelkalks, auch hier petrefactenführend, und zwar stammt von hier ein schön erhaltenes Exemplar der *Ceratites aviticus Mojs.*

Sehr mächtige Brachiopodenkalke, knollig und sandig-schieferig, in den letzteren Lagen mit *Voltzia Recubariensis Massal. spec.*

Petrefactenleere Hauptmasse des unteren Muschelkalkes, welche am Südostabhange des Mte. Melino ausgedehnte graue Schutthalden bildend, gegen Cimego hinzieht.

Lepsius, ebenso wie er annimmt, dass der Muschelkalk von Prezzo und Praso auf dem Grödener Sandsteine abgerutscht sei, ist (pag. 217) auch der Meinung, dass die Halobienschichten von Prezzo abgeglitten seien auf dem Muschelkalke und dass vom Brachiopodenkalke auf dem Vorberge von Prezzo daher nichts vorhanden sei. Die Unrichtigkeit dieser Ansicht geht aus voranstehenden Mittheilungen hervor.

Ponte di Cimego. Nordöstlich von Cimego liegen am Südostfusse des Mte. Melino in verstürzter Lagerung vor den Massen des unteren Muschelkalkes die nächstjüngeren Bildungen, und zwar insbesondere das Niveau des Brachiopodenkalkes, welcher in einem kleinen Schotterbruche unmittelbar beim Ponte di Cimego aufgeschlossen ist; seine Schichten fallen etwa gegen Nordost, und zwar mit steilem Verflächen. Dieser Aufschluss, welcher von Lepsius entdeckt und ausgebeutet wurde, zeichnet sich durch seinen Reichthum an Cephalopoden aus. Nebstdem findet sich hier die Terebratelbank angeschnitten, sowie Bänke, welche Crinoiden und Brachiopoden führen. Lepsius gibt von dieser interessanten Localität folgende Fossilliste (pag. 57 und 219):

Ceratites binodosus Hauer. (15 Exemplare).
Carnites cf. cadoricus Mojs.
Ptychites domatus Hauer spec.
Unbestimmbare andere Ammoniten.
Nautilus spec.
Lima lineata Schloth.
„ *striata Schloth.* (häufig).
Avicula spec.
Terebratula vulgaris Schloth. (massenhaft).
Spiriferina fragilis Schloth.
„ *Mentzeli Dunker.*
Rhynchonella decurtata Gir.
Encrinus cf. liliiformis Schloth.

Der Steinbruch ist gegenwärtig nicht mehr im Betriebe und man muss sich daher begnügen, im Schutte zu sammeln. Trotzdem gibt er noch immer einige Ausbeute, und ich habe nahezu alle die von Lepsius aufgeführten Arten wiedergefunden, neben diesen auch noch:

Ceratites cimeganus Mojs.
„ *nov. spec. indet.*

ausserdem noch einige, wohl von Sauriern herrührende Knochenreste. Die verworfene Lage dieser Masse gegenüber den Muschelkalken des Mte. Melino betont schon Lepsius. Es sind diese Aufschlüsse zugleich

das südlichste Vorkommen dieses Niveaus in Judicarien und es gehören dieselben wohl tektonisch zur linksseitigen Masse der Gaverdina-Gruppe, gewissermassen als äusserste südliche Fortsetzung des Muschelkalkzugs zwischen Cologna und Tione, in welchem der Brachiopodenkalk und obere Muschelkalk ebenfalls längs der ganzen Erstreckung desselben nachzuweisen sind und deren Besprechung hier sogleich angeschlossen werden soll.

Brachiopodenkalk und oberer Muschelkalk in der Gebirgsgruppe des Mte. Gaverdina.

Oestlich von dem bereits oben geschilderten Zuge von unterem Muschelkalke, welcher sich von Cologna über Roncone gegen das unterste Val Rendena hinzieht, breitet sich zunächst im Süden eine terrassen- oder längsthalförmige Einsenkung oder Niederung von geringer Breite aus, welche an den meisten Stellen durch einen schmalen Zug hellen, dolomitischen Kalkes, von dem später die Rede sein soll, in zwei Stufen unterabgetheilt wird, eine niedrigere westliche und eine etwas höher gelegene östliche (im Zuge des Mte. Gajola und Mte. Sole gilt das Umgekehrte). Der erwähnte Zug hellen Kalkes bildet, wie gleich hier bemerkt sein möge, auch den scharfen klippenförmigen Kamm, welcher die Kirche San Martino und das Castelromano trägt und der durch seine Formen so viel zur landschaftlichen Schönheit der unmittelbaren Umgebung von Pieve di Buono beiträgt. Weiterhin nach Norden, da, wo oberhalb der Thalsperre der Bachlauf weiter nach Osten verlegt ist, und noch mehr im Zuge des Mte. Gajola und Mte. Sole, sind diese Längseinsenkungen oder Terrassen weniger scharf markirt.

Die ersten Spuren der uns hier beschäftigenden Schichten trifft man auf dem Wege, welcher von Creto zum Castelromano führt, schon nahe dem letzteren auf der Höhe. Knolliges Brachiopodengestein und weiterhin einige Bänke von Buchensteiner Kieselknollenkalken laufen hier über den Weg und streichen gegen Cologna hinab in das Chiesethal aus. Zwischen beiden bleibt eine unaufgeschlossene Strecke, innerhalb welcher man nicht lange nach losen Stücken des *Balatonites euryomphalus*-Kalkes zu suchen hat. Die leicht kenntlichen, schwarzen, glimmerigen Kalke liegen auch hier in Steinhaufen an den Wegrändern und führen auch hier Petrefacten, darunter eine ziemlich grosse Posidonomien-artige Bivalve. Gegen Por hin bedeckt mächtiger Gletscherschutt die Terrasse. Erst nördlich von diesem Orte tritt die oben erwähnte Zweitheilung der Terrasse und der mittlere dolomitische Zug derselben deutlicher hervor. Hält man sich auf dem Wege, der unterhalb dieses Zugs im Westen hinführt, so stösst man bald auf Aufschlüsse. Oestlich an den grauen petrefactenleeren unteren Muschelkalk, der die Wände gegenüber von Strada und Agrone bildet, schliesst sich auch hier wieder zunächst der typische grau- und blaubunte kurzknollige Kalk des Brachiopoden-Niveaus an und über ihm liegen die schwarzen, zum Theil dünnplattigen und mit Mergelschichten wechselnden Bänke des oberen Muschelkalkes. Darüber folgt, gegen den

Fuss der niedrigen Dolomitwand hin in einigen Gräben aufgeschlossen noch Buchensteiner Kalk.

Im Brachiopoden-Niveau habe ich hier keine Petrefacten gesehen, nur in einem losen Stücke, das in dem gegenüber Strada herabkommenden Wasserrisse lag, fanden sich zahlreiche Exemplare von

Spiriferina cf. fragilis Schloth.

neben undeutlichen anderen Brachiopoden, die wohl aus diesem Niveau stammen mögen. Was den oberen Muschelkalk betrifft, so kann man auch hier die bezeichnenden

Balatonites euryomphalus Ben. sp. und
Rhynchonella cf. Toblachensis Loretz.

aus dem anstehenden Gesteine schlagen. Hier fand sich ferner auch *Ceratites gosaviensis Mojs.?*

Man verfolgt den Brachiopoden- und den oberen Muschelkalk eine Strecke weit gegen Nordnordost bis zu dem Bache, welcher vom Mte. Cadria herabkommend, sich bei Agrone in einem schönen Wasserfalle über die Wand des unteren Muschelkalks zur Adana hinabstürzt. Aus einem losen Blocke des Brachiopodenkalks, der auf diesem Wege gefunden wurde, stammt

Ceratites Loretzi Mojs.

Zwischen jenem und dem Maracbache habe ich die betreffenden Niveaus nicht beobachtet, doch ist ihr Durchstreichen über jedem Zweifel erhaben. Weiterhin liegen diese Schichten offenbar im Westabhange des Höhenrückens, welcher das Fort Danzelino trägt; nördlich von da aber verläuft die Adana selbst in diesem Zuge weicher Gesteine, und derselbe dürfte daher oberhalb der Thalsohle schwerlich nachweisbar sein. Erst an der Strasse zwischen Roncone und dem See von Roncone, am Südabhange des Mte. Gajola, findet man wieder — unweit östlich von Roncone — den Brachiopodenkalk anstehend, auch hier einzelne Exemplare der *Ter. vulgaris* führend und, wie überall in diesem Zuge, senkrecht aufgerichtet oder steil widersinnisch gegen Westen geneigt. Oestlich von diesem Aufschlusse stecken in den Strassenmauern Platten mit Crinoiden und Spiriferinen. Oberen Muschelkalk findet man hier nicht anstehend, nicht einmal den zäheren Buchensteiner Kalk, sondern ein breiter grüner Wiesenstreifen trennt den Brachiopodenkalk von dem aus dem See aufsteigenden Dolomitzuge von S. Martino-Danzelino und zieht über den Friedhof von Roncone zu den Höhen des Mte. Gajola hinan. Verfolgt man diesen Wiesenstreifen, so kann man, oben angelangt, den Buchensteiner Kalk wieder anstehend finden und dicht daneben in Mauern wiederum zahlreiche Blöcke mit der Ammonitenfauna des oberen Muschelkalks, wie bei Prezzo, ausbeuten.

Aus einem, ebenfalls hier gefundenen, dem Gesteinscharakter nach noch zum Brachiopodenkalke gehörigen Blocke stammen:

Ceratites Fuchsi Mojs.
" *spec. indet.*
Natica spec.

Der Breguzzobach schneidet an seinem rechten Ufer die Muschelkalke des Gajolarückens an; an der vom Fusswege, der von Bondo heraufkommt, herüberführenden Brücke steht auch der Knollenkalk vom Ponte di Cimego an, östlicher stösst man in den Seitengräben auf zahlreiche Blöcke des Prezzokalks und Buchensteiner Kalks. In der Fortsetzung des Gajolarückens, dem Mte. Sole, hat man den Brachiopoden- und oberen Muschelkalk am Ostabhange zu suchen, in einer wenig bemerkbaren Längeneinfurchung, welche den westlich aufsteigenden, aus den petrefactenarmen unteren Muschelkalken gebildeten Hauptkamm von dem östlicher in einzelnen scharf contourirten klippigen Gipfeln aufragenden dolomitischen hellen Kalke des Zuges von San Martino-Danzelino scheidet. In dem weicheren Gesteinszuge, der dieser Längseinsenkung entspricht, findet man nördlich oberhalb Breguzzo zunächst am Guttensteiner Kalke, welcher sehr steil Nordwest fällt, Knollenkalke mit *Terebratula vulgaris Schloth.* und grossen abgerollten Cephalopoden (*Ptychites dontianus Hauer. spec.?*), weiterhin östlicher zahllose abgewitterte Blöcke des Kalks von Prezzo mit reicher Fauna; Buchensteiner Kalk beobachtet man auch hier wieder anstehend. Aus dem oberen Muschelkalke von dieser Stelle stammen:

Nautilus spec.
Norites breguzzanus Mojs.
Ceratites trinodosus Mojs.
Euomphalus spec.
Pleurotomaria spec.?
Pecten plur. spec.
Anoplophora spec.
Rhynchonella cf. Toblachensis Lor.

Die genannte *Rhynchonella* erfüllt hier ganze Blöcke nahezu für sich allein.

Weiterhin beobachtete ich das Auftreten des Brachiopodenkalkes noch westlich oberhalb Tione in einem der zahlreichen Hohlwege, die zum Mte. Sole hinaufführen. Senkrecht stehende typische Knollenkalke erscheinen auch hier noch; eine Bank davon enthielt besonders schön erhaltene zahlreiche Exemplare der

Terebratula vulgaris Schloth.

Etwas westlicher sind in einem anderen Wegeinschnitte unverkennbare Bänke des schwarzen, glimmerigen oberen Muschelkalks aufgeschlossen. An der Rendenastrasse sind diese Niveaus nicht entblösst, jenseits der Sarca indessen kann man abermals zahlreiche Platten mit Auswitterungen von Crinoiden und *Spiriferina fragilis* sammeln. Weiterhin beobachtete Lepsius diese Schichten im obersten Val Manetsch, sie dürften also gewiss auch noch an der Westseite des Zuges der Bomarol- und Toffspitze allenthalben aufzufinden oder doch vorhanden sein. Dagegen scheinen dem genannten Autor längs der ganzen Judicarienlinie zwischen diesem letztgenannten Punkte und den Vorkommnissen von Bersone bei Creto diese Schichten sowohl, wie die nächsthöheren völlig entgangen zu sein.

Brachiopodenkalk und oberer Muschelkalk im Zuge des Dosso Alto.

Nachdem der auf Tiroler Gebiet entfallende Antheil meines Aufnahmsterrains besprochen wurde, wenden wir uns zu dem lombardischen Gebiete. Wie schon erwähnt wurde, beginnt der Muschelkalk sich östlich von Bagolino einzustellen, und zwar der untere petrefactenarme Guttensteiner Kalk in einem mächtigen Zuge, dessen stark überkippte Schichten am rechten Caffaro-Ufer, gegenüber Bagolino, wunderbar aufgeschlossen sind und an welchen sich gegen Süden ein schmaler Zug weicheren Gesteins, aus Brachiopodenkalk, oberem Muschelkalk, Buchensteiner Schichten und Wengener Tuffsandsteinen bestehend, zunächst anschliesst.

Diese Gesteine beginnen im Osten wohl schon beim Dörfchen Riccomassimo, nahe dem hier die Grenze zwischen Oesterreich und Italien bildenden unteren Laufe des Giessbachs gleichen Namens. In dem ersten unterhalb Bagolino linkerseits herabkommenden Wasserrisse findet man lose Platten des Knollenkalks vom Niveau des Ponte di Cimego. Dieser sowohl wie der obere Muschelkalk streichen offenbar südlich unmittelbar bei Bagolino durch, denn an dem zu der Brücke gegen Val Berga hinabführenden Wege trifft man in Gartenmauern zahlreiche Platten mit Crinoiden, die hie und da Exemplare der

Spiriferina fragilis Schloth.

auf ihren Schichtflächen führen und unter der Brücke selbst, im Einrisse des Torr. Caffaro stehen Buchensteiner Kalke an, mit senkrecht aufgerichteten Schichten nach Ostnordost streichend. Auf der Höhe des Doss' Alto-Kammes bildet der Brachiopodenkalk und obere Muschelkalk die Einsattlung der Forcella, jenen Fundort, welchen Lepsius ausbeutete[1]). Derselbe sammelte hier (pag. 65):

Daonella parthanensis Schafh. spec.
Trachyceras trinodosum Mojs. (*Ceratites.*)
„ *Riccardi Mojs.* (*Ceratites.*)
(„ *Aon Mstr. spec.*)
„ *euryomphalus Ben. spec.* (*Balatonites.*)
Ammonites globosus spec.
Rhynchonella semiplecta Mstr.
Lingula tenuissima Br.
Pecten spec.

In dieser Liste sind *Trach. Aon* und *Ammonites globosus* (letzteres soll übrigens wohl nur heissen: „ein globoser Ammonit“) mit Vor-

[1]) Da Professor Lepsius mit grossem Eifer die Prioritätsansprüche seiner Freunde zu wahren pflegt (vergl. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichs-Anstalt 1879, pag. 340), so dürfte es ganz seinen Intentionen entsprechen, wenn ich mit Bezugnahme auf eine kürzlich (Jahrbuch 1880, pag. 698) von v. Mojsisovics gethane Aeusserung, nach welcher Lepsius der Entdecker des oberen Muschelkalks an jener Stelle wäre, die Frage einfliessen lasse, ob nicht vielmehr diese Entdeckung ebenfalls dem Freunde von Professor Lepsius, dem kürzlich verstorbenen Curaten in Collio, Don G. Bruni, zu verdanken sei, wofür die Angaben Curioni's in dessen Geologia, pag. 175, zu sprechen scheinen.



sicht aufzunehmen, worüber man die Bemerkung in Mojsisovics' „Dolomitriffe", pag. 488, nachsehen wolle. Die Curioni'sche Angabe (Geologia, pag. 175), betreffend das Vorkommen der *Daonella Lommeli* am Dosso Alto, mag sich wohl auf *Daonella parthanensis* beziehen.

Das diese oberen Muschelkalke unterlagernde Niveau des Brachiopodenkalkes fehlt auch am Dosso Alto nicht, wenn es auch hier nicht so reich ist an Ammoniten, wie beim Ponte di Cimego. Sein Vorkommen entnimmt man schon Curioni's Geologia, in welcher pag. 175 *Terebratula vulgaris* und Spiriferen vom Dosso Alto angeführt werden. Lepsius citirt pag. 58 aus diesem Niveau von der Forcella:

Ceratites binodosus H. und andere
schlecht erhaltene Ammoniten
Terebratula vulgaris Schloth.
Spiriferina fragilis Schloth. spec.
Rhynchonella decurtata Gir.
Retzia trigonella Schloth. spec.
Lima striata Schloth.
„ *lineata Schloth.*
Kleine Gastropoden.

Die Terebratel erfüllt auch hier ganze Bänke des Knollenkalks. Ammoniten dagegen scheinen — wenigstens solche von guter Erhaltung — selten zu sein; in der Terebratelbank sah ich einige abgerollte Exemplare solcher, in einer etwas höher liegenden Bank fand sich ein

Acrochordiceras spec. nov. indet.

Weiterhin gegen Westsüdwest, schon nahe an der Stelle, an welcher die oben erwähnte Umknickung der gesammten Schichtmasse eintritt, liegen in mehr mergeligen Schichten des oberen Muschelkalks, die übrigens zu dessen tiefsten Lagen gehören, ganze Anhäufungen der

Rhynchonella cf. Toblachensis Loretz.,

jedenfalls derselben Form, die in dem Lepsius'schen Verzeichnisse als *Rh. semiplecta Mst.* figurirt. In einem Stücke des oberen Muschelkalks an dieser Stelle fanden sich auch mehrere Cephalopoden von sehr schöner Erhaltung:

Ceratites trinodosus Mojs.
Ptychites spec. indet.

Auch jenseits des Kamms, an der Abdachung gegen das oberste Val Berga kommen in Folge der Durchwaschung des überlagernden Gipfelkalkes, vielleicht auch durch eine secundäre Aufbiegung, die Schichten des Muschelkalks sammt dem Buchensteiner und dem Niveau des Wengener Tuffsandsteins wieder zum Vorschein (wie man denn auch in der Tiefe des Val Berga selbst Petrefacten aus allen diesen Schichtgruppen in den von den Gehängen herabstürzenden und herabgeschwemmten Blöcken in Menge sammeln könnte). Die Terebratelbank



des Brachiopodenniveaus ist auch hier an mehreren Stellen aufgeschlossen und enthält neben der *T. vulgaris* und deren Nebenformen auch hier die *Spiriferina fragilis* in einzelnen Exemplaren. In den petrefactenreichen oberen Muschelkalken an dieser Stelle wurde gesammelt:

Balatonites euryomphalus Ben. spec.
Ceratites Beneckei Mojs.
„ *trinodosus Mojs.*
Ptychites gibbus Ben. spec.
Nautilus spec.
Rhynchonella cf. Toblachensis Loretz.

Weiterhin im Südgehänge des obersten Valtrompia habe ich diese Niveaus nirgends selbst beobachtet. An dem Abstiege vom Sattel gegen Val Ponticello nach S. Colombano herab mögen sie wohl vorhanden, mir aber der schlechten Aufschlüsse und der überaus verstürzten Lagerung wegen entgangen sein. Lepsius erwähnt pag. 54 der Terebratel-Lumachelle mit *Spiriferina Mentzeli* aus dem Graben, der bei S. Colombano herabkommt. Auf dem Durchschnitte von Collio zum Val Dignone-Sattel habe ich Schichten, die sicher als Brachiopoden- oder oberer Muschelkalk anzusprechen gewesen wären, ebenfalls nicht bemerkt; doch konnten die oben erwähnten Crinoidenkalke mit Brachiopoden-Einschlüssen möglicherweise schon dem Niveau von Ponte di Cimego zufallen.

Brachiopodenkalk und oberer Muschelkalk des Val Sabbia.

Kette des Mte. Pezzeda. Es ist bereits erwähnt worden, dass südlich der Doss' Alto-Kette in den Thälern des Torrente Biocelo, Dignone und Tovere die Hauptdolomitmassen der Gipfel des Mte. Pezzeda und Corno di Po in prachtvollen Aufschlüssen regelmässig von den älteren Triasgliedern bis zum unteren Muschelkalk, ja wahrscheinlich sogar bis zum Werfener Schiefer hinab unterlagert werden. Auf der Wiesenterrasse von Presegno, südwestlich oberhalb Bisenzio, nahe dem Kamme, fand ich in einem Hohlwege, scheinbar mitten aus den wohl vorherrschend die Terrasse zusammensetzenden Wengener doleritischen Sandsteinen auftauchend, in knolligem Brachiopodenkalke die charakteristische, von *Tereb. vulgaris* erfüllte Bank. Zahlreiche lose Stücke Buchensteiner Kieselknollenkalkes lagen hier ebenfalls umher; oberen Muschelkalk sah ich an dieser Stelle nicht. Die Aufschlüsse im benachbarten Val Dignone sind gerade da, wo man diese Schichtgruppe treffen sollte, zwischen Ono und Loni, sehr ungünstige. Doch ziehen wohl beide Niveaus auch hier regelmässig zwischen den unteren Muschelkalken und den Buchensteiner Kalken durch, wie denn Curioni pag. 176 von dem gar nicht weit in nordwestlicher Richtung gelegenen Mte. Legone die Terebratelbank citirt, während v. Mojsisovics („Ueber heteropische Verhältnisse im Triasgebiete der lombardischen Alpen", Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1880, pag. 703) vom Mte. Legone den *Ceratites trinodosus Mojs.*, also eine leitende Form des oberen Muschelkalkes, anführt.

Val Dignone bei Levranghe. Südlicher folgen in der Tiefe des Val Dignone als tiefstes Glied einer hier aufgeschlossenen Terrainwelle unter jüngeren Ablagerungen auftauchend ziemlich mächtig entwickelte, in sehr zahlreichen steilen Faltungen und Knickungen hin- und hergebogene Muschelkalkmassen, innerhalb deren vielleicht noch die unteren — Guttensteiner — Kalke, jedenfalls aber die beiden oberen Complexe des Brachiopoden- und *Ceratites trinodosus*-Niveaus vorhanden sind. Man trifft, von Ono Degno ins Thal herabsteigend, unter mächtigen Sandsteinen und Kalkschiefern der *Daonella Lommeli*-Schichten gerade bei der Mühle und Brücke, bei welcher der Fussweg die Thalstrasse erreicht, am linken Gehänge Buchensteiner Kieselknollenkalke anstehend und in der Nähe in Mauern Blöcke des oberen Muschelkalkes mit den charakteristischen Fossildurchschnitten. Dieser und mit ihm wohl die nächst-liegenderen Niveaus halten an bis zur Fucina unterhalb Casa Zapelli, wo man in Mauern und sonst lose umherliegend abermals zahlreiche Blöcke typischen oberen Muschelkalkes bemerkt. Unter den wenigen hier gesammelten Fossilien sind:

Nautilus spec. indet.
Ptychites spec. indet.
Ceratites trinodosus Mojs.
„ *Riccardi Mojs.*
Balatonites euryomphalus Ben. spec.

hervorzuheben. Einige Schritte thalabwärts von dieser Fucina findet man diese Schichten auch anstehend und etwas weiterhin in analoger Lagerung steilthalabwärts fallende Kalkschiefer mit *Daonella Lommeli* und Wengener Tuffsandsteine.

Am Mte. Puneral zwischen Barghe und Nozza. Des Muschelkalkvorkommens an dieser Stelle wurde schon oben gedacht. Hier sei nur erwähnt, dass die unterhalb Nozza gefundenen Petrefacten möglicherweise dem Brachiopodenkalke entsprechen mögen. Typisch entwickelten oberen Muschelkalk habe ich in diesem Aufbruche nicht beobachtet, was jedoch noch durchaus nicht dafür sprechen kann, dass derselbe hier nicht vorhanden sei, denn die von mir hier gemachten Touren sind nur flüchtig und gering an Zahl gewesen. Auch auf dem Wege vom Arviacosattel hinab zum Val Treviso ist es mir nicht geglückt, sicheren oberen Muschelkalk und Buchensteiner Kalk zu finden.

Buchensteiner Schichten.

Die zwischen den oberen Muschelkalk und den Hauptdolomit sich einschiebenden obertriassischen Niveaus sind in dem begangenen Gebiete über weite Strecken hin, insbesondere im Verhältnisse zu der ausserordentlichen Mächtigkeit des Muschelkalkes, nicht allzu mächtig entwickelt, stellenweise sogar ungemein reducirt, ein Umstand, der mit der Entwicklung der Trias in der Umgebung von Recoaro in auffallender Weise übereinstimmt. Eine weitere Eigenthümlichkeit, welche beide Gebiete gemeinsam haben, ist die, dass über die Deutung dieser

Niveaus zwischen Muschelkalk und Hauptdolomit mancherlei Meinungsdifferenzen bestanden haben und zum Theile noch bestehen.

Das Niveau der Schichten von Buchenstein ist auch hier das noch am leichtesten und schärfsten zu fixirende, da es sich durch seine auffallende und sehr constante lithologische Beschaffenheit allenthalben bemerkbar macht, demnach eine nicht zu unterschätzende Wichtigkeit als Leithorizont für Aufnahmsarbeiten besitzt. Die Buchensteiner Schichten bestehen aus einer nirgends besonders mächtig entwickelten Masse von knolligen, kieseligen Kalken von im Allgemeinen düstergrauer Färbung mit grauen oder grünlichen Zwischenmitteln; hie und da stellen sich kieselige Bänderkalke ein, die aus abwechselnden Lagen von grauem und schmutzigweissem Gesteinsmateriale bestehen. Zwischenlagen von dem eigenthümlichen, grellgefärbten, als „Pietra verde" bekannten Tuffe fehlen auch hier nicht, sind jedoch nirgends in so compacten Massen zu finden, wie in Osttirol, sondern treten meist nur in dünnen Bänken auf. Die Petrefactenführung dagegen scheint im Allgemeinen eine etwas reichere zu sein, als in Osttirol, zum mindesten nach einigen Localitäten zu urtheilen, wo etwas bessere Aufschlüsse eine Ausbeutung des überaus zähen Gesteines ermöglichen. Cephalopoden und Daonellen setzen die bisher bekannte Fauna zusammen.

Buchensteiner Kalk westlich der Judicarienlinie. Beginnen wir wieder in der Umgebung von Pieve di Buono (Creto). Der beste, mir bekannt gewordene Aufschluss liegt hier am rechten Chiese-Ufer, nördlich unterhalb des oft genannten Dorfes Prezzo. Ueber dem hier wenig aufgeschlossenen schwarzen, glimmerigen Kalke mit *Balatonites euryomphalus Ben.* folgen zunächst einige ebenfalls noch völlig schwarz gefärbte Lagen, deren Schichtflächen aber bereits die knollige Beschaffenheit der Buchensteiner Kalke zeigen und welche bereits ebenfalls eine ansehnliche Beimengung an Kieselerde besitzen; zwischen ihnen schalten sich mergelige Beschläge ein von dünnplattiger, den Unebenheiten der Platten folgender Beschaffenheit, in welchen verdrückte Trachyceraten von Buchensteiner Habitus in Menge liegen; aus dem Inneren der Platten selbst schlägt man besser erhaltene Cephalopoden heraus. Von hier stammen folgende Arten:

Trachyceras recubariense Mojs. „ *Reitzi Boeckh.*	von der Schichtfläche.
Ceratites cfr. Boeckhi Roth. „ *cfr. Hantkeni Mojs.* *Norites nov. spec. (cfr. gondola Mojs.)*	aus dem Inneren der Platten.

Im Hangenden folgen, wenig aufgeschlossen, typisch entwickelte Knollenkalke mit wiederholten dünnbankigen Einlagerungen ebenso typischer „*Pietra verde*"; noch höher sehr unebenflächige, grünbeschlagene Knollenkalke, welche auf einzelnen besser entblössten Schichtflächen zahlreiche abgerollte grosse Arcesten und Trachyceraten führen.

Trachyceras (Ceratites) chiesense Mojs.
Arcestes trompianus Mojs.

Aus einer dieser Bänke gewiss stammen Stücke, welche man häufig lose in der Schutthalde findet und die auf der Oberfläche der Knöllchen und Knollen selbst die Abdrücke von nicht völlig sicher bestimmbaren Daonellen (*D. cfr. Taramellii Mojs.*) zeigen. Grössere Platten desselben Gesteins findet man in Mauern nahe nördlich der Kirche von Prezzo. Hier streichen die Buchensteiner Kalke, allerdings fast gar nicht aufgeschlossen, am Abhange herauf, so dass man in den Gartenmauern zwischen der Kirche des Dorfes und dem kleinen höher am Abhange liegenden Kirchlein nahezu nur Buchensteiner Gesteine antrifft; auch Bänderkalke findet man hier, von denen manche Stücke verdrückte Trachyceraten (*Trach. recubariense Mojs.*) enthalten. Südwestlich oberhalb Prezzo fand Lepsius (pag. 219) einen kleinen globosen Ammoniten im Buchensteiner Kalke. Auch südlich unterhalb Prezzo, nahe über dem rechten Ufer des Chiese, ist das Buchensteiner Niveau zu constatiren.

Im westlich sich erhebenden Hochgebirge spielen die Buchensteiner Kalke am Monte Doja des obersten Val Aperta, insbesondere aber an den Abhängen des Monte Rema gegen den Lago della Nova hinab, eine grosse Rolle und sind hier sowohl als Knollenkalke, als auch als Bänderkalke — und zwar vorwiegend als letztere — entwickelt. Am erstgenannten Orte, am Ostfusse des Monte Doja fand ich lose Platten von Knollenkalk, völlig identisch mit jenen von Prezzo und sogar ähnliche Abdrücke von Daonellen (*D. cfr. Lommeli Wissm.*) führend. Ueber diese Gebiete bin ich übrigens gezwungen, abermals auf die Mittheilungen von Lepsius pag. 222 ff. zu verweisen, da ich nur sehr wenig davon gesehen habe.

Auch jenseits des Val Daone, am Dos dei Morti, spielen die Buchensteiner Knollen- und Bänderkalke eine grosse Rolle. Sie bilden hier ein durchlaufendes Gesimse unter dem höchsten Kamme, auf welchem am Dos dei Morti selbst nur mehr isolirte Kuppen von Wengener Daonellenschiefern sitzen, während weiterhin am Cornovecchio mächtigere Massen von diesen, sowie von dem nächsthangenderen Kalk-Niveau noch darüber erhalten sind. Um die Ostseite des Monte Giugea herum ist dieses Buchensteiner Niveau leicht als schwach vorspringende Felswand zwischen der düsterschwarzgefärbten Terrasse des oberen Muschelkalkes und den mit brauner Verwittungsfarbe sich heraushebenden flachen Böschungen des Wengener Daonellen-Niveaus zu verfolgen — bis in's Val d'Arno hinüber, wo es jenseits der unteren Alphütte in dem zwischen Monte Penna und Monte Lavetto liegenden Gipfel sich noch bemerkbar macht. Zwischen diesem Gipfel und dem höheren Monte Penna läuft in nordwestlicher Richtung ein scharfer Bruch hindurch, an dessen Westseite jüngere Schichten des Penna sich steil gegen das Thal herabsenken, so dass die tieferen Niveaus hier nicht mehr zum Aufschlusse gelangen können. Erst wieder höher thalaufwärts, insbesondere aber in den weiten oberen Thalkesseln gegen den Frate-Pass hinauf, dürften Buchensteiner Kalke in grösserer Verbreitung nachzuweisen sein.

An dem tieferen Gehänge des Dos dei Morti gegen die Judicarien-Linie herab existiren Buchensteiner Schichten nur noch an einer beschränkten Stelle, in der unmittelbaren Nähe von Strada. Auf-

geschlossen findet man dieselben an der nach Daone führenden Strasse nahe südwestlich der Kirche von Strada. Es sind hier einige OSO. fallende Bänke der Knollenkalke angeschnitten. Eine mergelige Zwischenlage des Gesteins lieferte ein schön erhaltenes Bruchstück von

Ceratites hungaricus Mojs.

Zwischen Strada und Frugone habe ich nur lose Stücke des Buchensteiner Kalkes gefunden, die Aufschlüsse sind an dieser Seite der Scholle sehr ungenügend.

Buchensteiner Kalk der Gaverdina-Gruppe. In dem das Liegendste der Gaverdina - Gruppe bildenden untertriassischen Gesteinszuge der judicarischen Tiefenlinie habe ich sichere Buchensteiner Schichten anstehend an folgenden Stellen beobachtet: Nordwestlich von Castelromano; nördlich von Por; auf der Höhe des Monte Gajola nordöstlich von Roncone; am Nordfusse des Gajola am Breguzzo-Bache; endlich nördlich oberhalb Breguzzo im Zuge des Monte Sole. Diese Aufschlüsse sind zwar allenthalben sehr ungenügende, das Durchziehen des Buchensteiner Kalkes in der ganzen Erstreckung zwischen Cologna und Tione erscheint aber dadurch vollkommen sichergestellt.

Buchensteiner Kalk des Dosso Alto. Die östlichste mir bekannte Stelle, an welcher die Buchensteiner Schichten im Zuge des Doss' Alto aufgeschlossen sind, liegt unterhalb der Brücke südlich bei Bagolino. Am Dosso Alto selbst sind diese Kalke durch Lepsius nachgewiesen worden. In ihren tiefern, lichtgrau gefärbten, sehr grobknolligen Lagen liegen hier zahlreiche Arcesten (*Arc. trompianus Mojs.*) zum Theil von bedeutender Grösse. v. Mojsisovics (Heteropische Verhältnisse im Triasgebiete der lombard. Alpen; Jahrbuch 1880, pag. 702) citirt aus Buchensteiner Kalken vom Dosso Alto

Ptychites angustoumbilicatus Boeckh sp.

Weiterhin gegen WSW. bildet der Buchensteiner Kalk stellenweise die Kammhöhe, insbesondere nördlich oberhalb der Alphütte des obersten Val Berga. An anderen Punkten des Südgehänges des obersten Valtrompia kenne ich denselben nicht; Lepsius dagegen sah ihn noch (pag. 84) südöstlich oberhalb S. Colombano.

Eines unerwarteten Aufschlusses von Buchensteiner Kalken ist hier noch zu gedenken. Wenn man von Presegno kommend, östlich unterhalb des Monte Pezzeda — beständig im Hauptdolomite vorschreitend — die Kammhöhe zwischen Pezzeda und Corna del Mantice beinahe erreicht hat, stösst man nahe unterhalb der Stelle, an welcher der Fussweg sich theilt (der östliche führt in's Val Berga, der nördliche in's Val Trompia), plötzlich in so grosser Höhe über den die tiefeingerissenen Schluchten unterhalb des Pezzedagipfels bildenden Hauptdolomitmassen ganz unerwartet auf anstehenden Buchensteiner Kalk mit Pietraverde, welcher gegen Norden einfällt. Lose Brocken Wengener Sandsteins, den die Wasserrisse hier herabführen, zeigen das Vorhandensein auch des nächst höheren Niveaus an dieser Stelle an. Gegen Osten findet dieses Vorkommen anscheinend keine Fortsetzung, gegen Westen resp. NW. dagegen dürften diese Schichten wohl bald den

Hauptkamm überschreiten und sich in ähnlicher Weise gegen das Valtrompia herabsenken, wie das die höheren Niveaus hier thun, wovon später zu berichten sein wird. Weiter im Westen gegen den Sattel zwischen Valtrompia und Val Dignone habe ich die nicht leicht zu übersehenden Buchensteiner Kalke nicht gefunden; auffallender Weise dagegen liegen zahlreiche lose Stücke in Gesellschaft von Muschelkalkblöcken und höheren triassischen Bildungen angehörenden Trümmern in den obersten Anfängen des Dignonebachs nahe unter jenem Sattel mitten im Gebiete des Hauptdolomits, ein Umstand, der wohl sehr dafür spricht, dass ähnliche Verhältnisse, wie sie zwischen Monte Pezzeda und Corna del Mantice beobachtet wurden, auch hier bestehen, d. h. dass die Längsstörung, längs deren tiefere triassische Bildungen im Norden gegen den Hauptdolomit im Süden anstossen, auch noch hier zwischen Monte Pezzeda und Corno di Po einerseits und den Gehängen des obersten Valtrompia andererseits sich nachweisen lässt.

Buchensteiner Kalk im Gebiete von Val Sabbia. Am Südabhange des Monte Pezzeda zunächst habe ich Buchensteiner Kalk beobachtet, südwestlich oberhalb Presegno und jenseits im Dignone-Thale oberhalb Loni nördlich von Ono. Es kann daher kaum daran gezweifelt werden, dass auch dieses Niveau gegen Westen fortsetzt, umsoweniger, als ja dasselbe im mittleren Valtrompia bei Marcheno seit jeher durch seine Petrefactenführung bekannt ist, ebenso wie in den nicht weit ausserhalb meines Aufnahmsterrains liegenden Thälern des Torr. Biogno und von Marmentino.

In dem nächstsüdlich gelegenen Aufbruche des Val Dignone — man könnte ihn der Kürze wegen den Aufbruch von Levranghe nennen — treten ebenfalls Buchensteiner Schichten auf, und zwar speciell an der Stelle, an welcher der von Ono Degno herabführende Fussweg die Thalsohle erreicht. Sie fallen hier ziemlich steil nach Norden unter die Wengener Daonellenschiefer und doleritischen Sandsteine ein. Im südlichen Flügel dieser Anticlinale habe ich das Buchensteiner Niveau nicht gesehen. Ebenso ist es mir gänzlich entgangen im südlichsten Aufbruche des Val Sabbia, zwischen Nozza und Barghe; weder im Chiese-Thale noch auf dem Wege von Val Treviso gegen Arviaco habe ich hier zwischen den Muschelkalken und den Wengener Schichten auch nur die geringste Spur der typischen Buchensteiner Schichten beobachtet, woraus mir indessen noch nicht zu folgen scheint, dass sie hier fehlen müssen.

Wengener Schichten.

Die Ansichten über das Alter der hier als „Wengener Schichten" zunächst anzuführenden Ablagerungen und der ihnen folgenden Schichtgruppen bis zum Hauptdolomite sind, nachdem sie lange Zeit hindurch etwas schwankender Natur waren, später aber durch die nahe Uebereinstimmung der Gliederungen v. Hauer's und Curioni's eine Zeit hindurch gesichert schienen, neuerdings wieder etwas unsicher geworden. F. v. Hauer führt bekanntlich die über dem Muschelkalke der lombardischen Kalkalpen folgenden tiefsten obertriassischen Bildungen als „Cassianer Schichten" ein und versteht darunter insbesondere die

Kalkschiefer und Sandsteine mit *Daonella Lommeli*; die zunächst folgenden Abtheilungen sind der Esinokalk und die Raibler Schichten. Eine ganz ähnliche Gliederung ist die in Curioni's Geologia adoptirte: *Terreno a Trachiceri* — *Calcarea e dolomia metallifera* — *Piano a Gervillia bipartita*. Die beiden oberen Glieder beider Eintheilungen decken einander vollkommen. Bezüglich des unteren ist zu bemerken, dass Curioni's „*Terreno a Trachiceri*" weit tiefer hinabgreift und auch noch den gesammten Muschelkalk bis zu der oberen Grenze der Werfener Schiefer in sich fasst. Auf jeden Fall ist vollkommen klar, was F. v. Hauer sowohl als Curioni mit den angeführten Namen bezeichnen wollten und wenn auch im Laufe der neueren Untersuchungen die Gliederung eine detaillirtere und die Fixirung der die einzelnen Schichtgruppen bezeichnenden Namen zum Theile eine schärfere geworden ist, so liegt — abgesehen von der etwas zu weiten Fassung des untersten Niveau bei Curioni — kein Anhaltspunkt vor, an der Altersdeutung jener Gruppen zu rütteln. Denn dass das, was man damals Cassianer Schichten nannte, später in Wengener und eigentliche Cassianer Schichten unterabgetheilt wurde, kann hier nicht in Betracht kommen. Etwas anders gestalten sich in neuester Zeit die Dinge, was das oberste Niveau, jenes der Raibler oder *Gervillia bipartita*-Schichten anbelangt.

F. v. Hauer (Schichtgebirge der Lombardei pag. 26) charakterisirt die lombardischen Raibler Schichten folgendermassen: „Die Raibler Schichten der lombardischen Alpen bestehen theils aus sandigen, mergeligen und schieferigen, theils aus kalkigen Gesteinen; die Sandsteine sind meistens lebhaft roth oder grün gefärbt, die Schiefer meist dunkelgrau, dünnblättrig, die Kalksteine ebenfalls meist dunkel. Die Kalksteine sind häufig, namentlich im Val Brembana, in der Mitte zwischen zwei Sandsteinmassen zu grösserer Mächtigkeit entwickelt. Die bunten Farben der Sandsteine erinnern an die wahren bunten Sandsteine der Alpen, an die Werfener Schiefer u. s. f." — Und weiter sagt F. v. Hauer, nachdem er die damals bekannte Verbreitung dieser Schichten kurz skizzirt hat: „Am östlichen Ufer des Lago d'Iseo findet man die Raibler Schichten wieder bei Toline, die letzte Stelle, wo sie sicher durch Petrefacten charakterisirt nachgewiesen sind. Dass aber auch ein Theil der weiter östlich im Val Trompia und Val Sabbia auf meiner Karte als Cassianer Schichten verzeichneten Gebilde wahrscheinlich der Gruppe der Raibler Schichten angehören dürfte, wurde schon früher erwähnt." Dieser Hinweis bezieht sich auf pag. 24, wo man folgende Stelle findet: „Da aus Val Trompia und Val Sabbia keine sicheren Raibler Fossilien bekannt wurden, wohl aber solche, welche den Cassianer Schichten eigen sind, so habe ich den ganzen Complex als Cassianer Schichten bezeichnet, halte es aber für wahrscheinlich, dass bei künftigen Detailuntersuchungen auch die ersteren an vielen Stellen werden nachgewiesen werden, umsomehr, da man allenthalben über den Halobiaschiefern auch bunte Mergel und Sandsteine beobachtet, die ganz und gar jenen des Val Brembana gleichen."

Eine völlig übereinstimmende Fassung des Raibler Niveaus (*Piano a Gervillia bipartita*) ist jene in Curioni's Geologia und es bleibt bezüglich derselben nur hervorzuheben, dass Curioni nicht ansteht, die im Val Trompia und insbesondere im Val Sabbia so bedeutend ent-

wickelten, über seiner *Dolomia metallifera* lagernden sandigen und tuffigen, zum grossen Theile rothgefärbten Massen als dem *Gervillia-bipartita*-Niveau zufallend zu erklären, wie das aus zahlreichen Stellen (pag. 166, 184, 804, 230 ff.) hervorgeht. Er geht darin sogar so weit, dass er das Auftreten älterer als Raibler Schichten nahezu für das ganze Gebiet des Val Sabbia überhaupt leugnet, verleitet, wie oben gezeigt wurde, durch die etwas gestörten Lagerungsverhältnisse der Anticlinale zwischen Nozza und Barghe, sowie durch ungenügende Kenntniss von den Aufschlüssen der nördlichen Seitenthäler. Es ist übrigens sehr bemerkenswerth, dass Curioni allenthalben, wenn auch nur sehr geringmächtige Aequivalente seiner *Dolomia metallifera* nachzuweisen bestrebt ist, als eines sicheren Niveaus, um sein *Terreno a Trachiceri* von den bunten Schichten der *Gervillia bipartita* zu trennen.

In allerneuester Zeit nun vertritt v. Mojsisovics eine wesentlich andere Auffassung, was die Altersbestimmung jener lombardischen Raibler Schichten anbelangt, (vergl. „Ueber heteropische Verhältnisse im Triasgebiete der lombardischen Alpen; Jahrbuch der k. k. geolog. R.-Anst. 1880, IV. Heft). Er betrachtet die Niveaus der unteren Schiefer und Sandsteine mit *Daonella Lommeli*, die Zone des v. Hauer'-schen Esinokalks („*Dolomia metallifera*" Curioni) und jene der darüber folgenden bunten Thone und Sandsteine (Raibler Schichten v. Hauer's und Curioni's) insgesammt als Aequivalente der südosttiroler Wengener Schichten und ist der Ansicht, dass echte Raibler Schichten im Gebiete des Val Sabbia und Val Trompia überhaupt nicht vorhanden oder durch Hauptdolomit vertreten seien und dass dieselben erst westlicher, von Tolline am Iseo-See angefangen, sich einstellen. Es setzt diese Ansicht voraus, dass die Raibler fossilführenden Bänke westlich des Iseo-Sees thatsächlich zwischen der Hauptmasse jener bunten sandigen Schichten und dem Hauptdolomite sich einschalten, was nach den Mittheilungen, die v. Mojsisovics über diesen Gegenstand macht, allerdings für manche der hier in Betracht zu ziehenden Localitäten höchst wahrscheinlich, aber, wie ich glaube, aus der bisher existirenden Literatur allein für keine einzige dieser Localitäten mit vollkommener Sicherheit zu erweisen ist. Im Gegentheile liegt so manche Angabe vor, welche davon berichtet, dass die lombardischen Raibler Fossilien den tieferen Partien jener bisher als „Raibler Schichten" angesprochenen Gesammtmasse entstammen und auch die von mir im Val Sabbia und in Judicarien gemachten Beobachtungen laufen auf dasselbe hinaus, so dass ich in meinem Aufnahmsberichte (Verhandl. 1880, pag. 233) die in Judicarien auftretenden kalkigen Schichten mit *Myophoria Kefersteini* sammt den darüber folgenden geringmächtigen rothen, mergeligen und sandigen Bänken als Raibler Schichten ohneweiters ansprechen zu können glaubte. Allerdings muss hier wohl in Erwägung gezogen werden, dass so indifferente Bivalvenformen, wie sie für die Raibler Schichten als leitende Fossilien gelten und wie sie in sehr nahe verwandten Arten ja auch schon im Muschelkalke auftreten, auch in jeder einzelnen der zwischen beiden liegenden obertriassischen Ablagerungen — falls nur die Facies die günstige ist — sich finden können, daher aus deren Vorhandensein allein ein Schluss auf ein bestimmtes Alter der sie enthaltenden Schichten

immer ein gewagter bleibt. Andererseits aber scheint doch wieder die mit so grosser Constanz an der Basis des Hauptdolomits auftretende weitverbreitete Raibler Fauna, deren Charaktere, wie v. Mojsisovics noch ganz neuerdings hervorhebt, auf den verschiedensten Unterlagen die gleichen bleiben, der Annahme einer ausserordentlich grossen Gleichförmigkeit in den damals herrschenden Ablagerungsbedingungen das Wort zu reden und dafür zu sprechen, dass da, wo man in den bisher bekannten Raibler Schichten petrographisch ähnliche Ablagerungen findet mit einer Fauna, die mit der Raibler Fauna sich als identisch erweist, oder doch Formen führt, welche aus jener Fauna bekannt sind, man eine gewisse Berechtigung habe, bei der Altersfrage zunächst eben auch wieder an wahre Raibler Schichten zu denken, zumal, wenn jene Schichten gerade in einem stratigraphisch genau fixirbarem Niveau liegen, in welchem man das Auftreten von Raibler Schichten erwarten durfte und wenn auch sonst keine direct gegen eine solche Altersbestimmung sprechende anderweitige Beobachtungen vorliegen. Das gilt zunächst wohl für Judicarien, dürfte jedoch auch für Val Sabbia Anwendung finden, da die dort auftretenden rothen, sandigen und tuffigen Massen allerdings weit mächtiger entwickelt sind, schwerlich aber einem anderen Niveau zufallen können, als die damit in Beziehung gebrachten wenig mächtigen Bildungen der judicarischen Tiefenlinie. Es beweisen indessen, wie v. Mojsisovics l. c. pag. 700 hervorhebt, die von einigen Beobachtern, insbesondere von Richthofen für Raibler Schichten gehaltenen Pachycardien-Bänke der Wengener Schichten Südtirols, ferner die dem gleichen Niveau angehörenden Bänke mit *Corbis cfr. Mellingii* aus dem Seelandthale bei Schluderbach, dass die Facies der Raibler Schichten auch in anderen Horizonten wirklich vorkomme, und weitere Analoga zu diesen Vorkommnissen würden nunmehr, falls die von v. Mojsisovics vertretenen Ansichten über die Altersstellung der in Frage stehenden lombardischen Ablagerungen richtig sind, auch die ehedem für Raibler Schichten angesprochenen rothen sandigen und tuffigen Massen des Val Sabbia, Val Trompia, Val Brembana u. s. f. (und ebenso die als Raibler Schichten gedeuteten geringmächtigen Vorkommnisse mit *Myophoria Kefersteini* in Judicarien) bilden. Vor Allem wird eine erneute Untersuchung der sogenannten Raibler Schichten (*Piano a Gervillia bipartita*) der Lombardei nöthig sein, um zu entscheiden, ob, wie v. Mojsisovics anzunehmen geneigt ist, die echten Raibler Petrefacten dieser Districte wirklich über der Hauptmasse der rothen Schichten von Val Brembana liegen. Bis dahin wird es gut sein, die hier in Rede stehenden Ablagerungen unter einem möglichst indifferenten Namen anzuführen und als solcher dürfte sich der Ausdruck „Schichten von Raibler Facies“ empfehlen. Für das zunächst unterlagernde Kalkniveau ist es ebenfalls nicht leicht, einen passenden Namen zu finden; „Esinokalk“ ist zu weit gefasst; „erzführender Kalk“ würde sich vielleicht besser anwenden lassen, aber auch „Wengener Riffkalk“ könnte in Anwendung kommen, da thatsächlich diese Kalke eine Entstehung aus riffbildenden Organismen an zahlreichen Stellen erkennen lassen und das Vorkommen von *Daonella Lommeli* an einzelnen Punkten innerhalb ihrer Masse das Alter derselben als ein wohl nicht wesentlich von dem der Wengener Schichten

abweichendes bestimmt. Mag man diesen theoretischen Differenzen nun grössere oder geringere Wichtigkeit beilegen, die Hauptsache bleibt eine möglichst genaue Ausscheidung der Niveaus, insoferne sich dieselben constant trennen und unterscheiden lassen. Und in dieser Hinsicht sind im Val Sabbia wie in Judicarien drei bestimmte Schichtgruppen zu constatiren, welche mit den alten v. Hauer'schen Unterabtheilungen der Cassianer Schichten, des Esinokalkes und der Raibler Schichten nahezu oder ganz zusammenfallen:

a) Schwarze, dünnplattige Kalke oder Kalkschiefer von mehr oder weniger mergeliger Consistenz, wechsellagernd mit sogenannten „doleritischen Sandsteinen", stellenweise auch mit rein tuffigen Bildungen oder auch aus letzteren nahezu ausschliesslich bestehend. In diesem Niveau befindet sich das Haupt-Lager der *Daonella Lommeli* und der Wengener Ammoniten-Fauna von Prezzo und Schilpario. Darüber folgen:

b) Mehr oder wenig mächtige, oft sehr mächtig entwickelte, oft wieder ausserordentlich — bis auf einige wenige Bänke — reducirte Massen von im ersteren Falle vorherrschend hell, im letzteren dunkelgefärbten Kalken oder Dolomiten, oft mit Evinospongien- (riesenoolithischer) Structur; an ihrer oberen Grenze, insbesondere da, wo sie weniger mächtig sind, oolithisch ausgebildet, zum Theil auch als rothgefärbte, marmorartige grobe Oolithe und als schmutziggelbe steinmergelartige dicke Platten, durch welche ein Uebergang in die folgende Schichtgruppe angebahnt wird. Fossilführung aus Korallen, Diploporen, Crinoiden, Cidaritenresten, grossen Gastropoden u. s. f. bestehend.

c) Eine stellenweise (besonders in Judicarien und im Zuge des Dosso Alto) sehr geringmächtige Serie von an der Basis knolligkalkigen fossilreichen Bänken mit *Myophoria Kefersteini*, gegen oben rothe, mergelige und sandige Schichten und eingeschaltete Mergelschiefer, durch Wechsellagerung allmälig in den hangenden Hauptdolomit übergehend; oder (im Val Sabbia) eine weit mächtiger entwickelte Masse von sandigen, tuffigen, mergeligen, thonigen und conglomeratischen, vorherrschend rothgefärbten Schichten, die mit grünlichen, gelblichen und grauen, leicht zerfallenden Mergelschiefern wechsellagern, in denen insbesondere im Liegendsten der ganzen Masse oft kalkige, zum Theile knollige Bänke mit Fossilführung (*Gervillia bipartita*) vorkommen, während im hangendsten Theile Gypse aufzutreten pflegen, sowie auch ein allmäliger Uebergang in den Hauptdolomit stattfindet. In den oberen, buntgefärbten Massen wurden meines Wissens bisher nirgends Petrefacten gefunden. Die eigentlichen Raibler Schichten (von Tolline westwärts) würden nach v. Mojsisovics über diesen Massen auftreten, die Raibler Schichten im Val Sabbia, im Val Trompia und wohl auch in Judicarien dagegen durch Hauptdolomit vertreten sein. Bezüglich der eventuellen Vertretung des Cassianer Niveaus in der Lombardei wolle man v. Mojsisovics l. c. pag. 699 vergleichen.

Für das erste dieser Glieder ergibt sich die Bezeichnung „Wengener Daonellenschichten" ganz von selbst, für das zweite soll, wie schon oben erwähnt, die Bezeichnung „Wengener Riffkalk", für das dritte endlich der Name „Schichten von Raibler Facies" bei der nachfolgenden Darstellung der Verbreitung derselben gewählt werden. Es ergibt sich demnach folgende Paralleli-

sirung dieser mit anderen für diese Schichtgruppen angewendeten Bezeichnungen:

a) Wengener Daonellen-Schichten	Cassianer Schichten v. Hauer	oberster Theil des *Piano a Trachiceri Curioni*	Wengener Schichten v. Mojsisovics
b) Wengener Riffkalk	Esino-Kalk v. Hauer	*Calcarea e dolomia metallifera Curioni*	
c) Schichten von Raibler Facies	Raibler Schichten v. Hauer	*Piano a Gervillia bipartita Curioni*	Raibler Schicht.[1] v. Mojsisovics

a) Wengener Daonellenschichten.

Wir beginnen mit der Darstellung der Verbreitung dieser, durch *Daonella Lommeli Wissm.* charakterisirten Ablagerungen, deren petrographische Ausbildung schon im Voranstehenden beschrieben wurde, bei dem altbekannten Fundorte dieser Fauna, Prezzo in Judicarien. Die Wengener Daonellenschichten bilden hier nahezu das hangendste Glied der noch am Monte Melino (dem Vorberge von Prezzo) erhaltenen triassischen Ablagerungen und sind hier nur mehr von einzelnen wenig ausgedehnten Vorkommnissen des Wengener Riffkalks bedeckt. Der Chiese-Einriss nördlich unterhalb Prezzo, sowie die unmittelbare Umgebung des Dorfes selbst, bieten Aufschlüsse, die indessen gegenwärtig nicht mehr zu den besonders günstigen gehören. Lepsius gibt (pag. 64 und pag. 218) folgendes Fossilverzeichniss der Wengener Daonellenschichten (seiner oberen Halobienschichten) von der Localität Prezzo: [2])

Daonella Lommeli Wissm.
Posidonomya Wengensis Wissm.
(*Trachyceras Aon Münster spec.*)
(„ *Münsteri Wissm. spec.*)
„ *Archelaus Laube.*
„ *Neumayri Mojs.*
(*Balatonites euryomphalus Ben. spec.*)
(*Ammonites dichotomus Münster*).
Trachyceras regoledanum Mojs.
„ *doleriticum Mojs.*
„ *judicaricum Mojs.*
Pinacoceras daonicum Mojs.
Arcestes tridentinus Mojs.
Monophyllites Wengensis Klipst. sp.
Orthoceras spec.

---

[1]) Nur in der westlicheren Lombardei.

[2]) Wie aus den Angaben bei Lepsius hervorgeht, hat auch dieser Autor selbst nur wenig in den Daonellenschiefern von Prezzo gefunden; die Hauptmasse der von dieser Localität bekannten Arten stammt aus der von Prof. Neumayr seinerzeit von dort mitgebrachten, aus einer Sammlung des damals verstorbenen Ortsgeistlichen von Prezzo herrührenden Suite (vergl. Jahrbuch 1869, pag. 109). In der That ist auch die Ausbeute an Wengener Fossilien, die man zu Prezzo machen kann, sehr klein gegen jene, die man daselbst leicht aus dem oberen Muschelkalke zusammenbringt, weshalb ich denn auch im Aufnahmsberichte: Verhandl. 1880, pag. 233, den oberen Muschelkalk geradezu als Kalk von Prezzo bezeichnet habe.

Auch diese aus älteren und neueren Publicationen zusammengestellte Fossilliste bedarf einiger Berichtigungen und Ausscheidungen. Bezüglich des *Bal. euryomphalus Ben.* wurde schon oben bemerkt, dass derselbe dem oberen Muschelkalke angehört. *Trachyc. Aon* und *dichotomum* sind Cassianer Formen, der erstere ist wohl nach Benecke (Trias und Jura pag. 33) citirt, bezüglich *A. dichotomus* vergl. v. Mojsisovics, Jahrbuch 1869, pag. 109 und 134. *Orthoceras spec.* wurde nach den Angaben von Benecke und v. Mojsisovics zur Lepsius'schen Liste hinzugefügt.

Die ergiebigste Ausbeute an Wengener Fossilien der Daonellenschichten bei Prezzo dürfte gegenwärtig wohl der Absturz gegen den Chiese nördlich unterhalb Prezzo liefern, wo diese Schichten in ansehnlicher Mächtigkeit, allerdings sehr verstürzt, aufgeschlossen sind. Die Daonella selbst ist hier häufig, Cephalopoden dagegen sind weit seltener und meist nur in Bruchstücken zu haben, besonders fallen einzelne Fragmente riesiger Exemplare von *Trachyceras Archelaus* hier auf. Es wären von hier noch folgende Arten namhaft zu machen:

Nannites Bittneri Mojs.
Trachyceras regoledanum Mojs.
,, *ladinum Mojs.*
Arcestes (Joannites?) tridentinus Mojs.

Die Fossilien besitzen meist eine glänzend schwarze Schale, doch findet man auch hier in einzelnen Lagen kleine verkieste, zum Theile schon in Brauneisenstein umgewandelte Ammoniten, wie sie später vom Dos dei Morti zu erwähnen sein werden. Im Durchstreichen gegen bergaufwärts findet man die Daonellenschiefer zunächst bei der Kirche von Prezzo, höher aber, nahe bei der Häusergruppe, unweit oberhalb des kleinen höher gelegenen Kirchleins wieder. Auch jenseits südöstlich unterhalb Prezzo nicht weit oberhalb des Flusses streichen ihre Schichten zu Tage aus.

In der nördlichen Fortsetzung der Daonellenschieferscholle von Prezzo, aber durch das Chiese-Thal getrennt, liegt das gleichaltrige Vorkommen von Strada. Anstehend findet man hier die von *Daonella Lommeli* erfüllten Schichten unmittelbar hinter dem kleinen Pochwerke, durch welches der (oberhalb der Strasse bleibende) Fussweg gegen Frugone führt. Hier fallen die Schichten sehr steil in SO. ein, ein wenig weiterhin in einem zweiten beschränktem Aufschlusse an jenem Fusswege stehen dieselben bei südwestlichem Streichen nahezu senkrecht. Die Mauern zwischen beiden Aufschlüssen bestehen nahezu ausschliesslich aus diesem Gesteine, auf dessen Flächen zahlreiche mit silbergrauer Farbe sich abhebende Daonellen liegen. Auch in den Weinbergmauern westlich unmittelbar ober Strada, indessen nur ganz am Fusse des Abhangs, kann man Stücke voll schön erhaltener Daonellen sammeln. Eine kleine Partie schwarzer, dünnschichtiger Mergelkalke jenseits der Adana, gegenüber von Strada, gehört wohl sicher noch diesem Niveau an. Ich fand hier nur Bactryllien in einzelnen Lagen des Gesteins; solche kommen übrigens auch unterhalb Prezzo vor.

Mächtiger entwickelt treffen wir die Wengener Daonellenschiefer an auf den Höhen um das oberste Val Roncone, also im Dos dei

Morti, Cornovecchio und Monte Penna. Auf der Höhe des Dos dei Morti liegen sie frei und bilden die höchsten isolirten Kuppen des Kammes, deren gerundete Abhänge stellenweise mit den losen abgewitterten Platten übersäet sind. Man findet hier in diesem Niveau viel sandsteinartiges bis quarzitisches Gestein. An der Hauptkuppe des Dos dei Morti wittern aus den schwarzen, festen, kalkigen Platten ziemlich zahlreiche verkieste und in Brauneisenstein umgewandelte kleine Cephalopoden und Gastropoden aus, unter ersteren insbesonders zierliche Trachyceraten und kleine Formen von globosem Charakter:

Nannites Bittneri Mojs.
Trachyceras regoledanum Mojs.
„ *doleriticum Mojs.*
Diverse unbestimmbare Kerne von Arcesten und Ceratitiden.

In mehr dünnplattigem, mergeligschieferigem Gestein findet man Bivalven und Brachiopoden, und zwar von ersteren insbesondere eine zartschalige *Lima* verwandt der Cassianer *L. subpunctata Orb.* und der mit eben dieser Art verglichenen Form aus dem oberen Muschelkalke von Prezzo, von Brachiopoden zarte Abdrücke einer kleinen *Spiriferina*, ähnlich der *Sp. fragilis Schloth.* Man hat also hier ganz entschieden Nachklänge an die wenig tiefer liegende Muschelkalkfauna vor sich. An einer zweiten kleineren isolirten Kuppe weiter im Nordwesten (südlich der Malga Stablofresco) fanden sich auch typische Daonellenplatten mit schön erhaltenen Exemplaren der

Daonella Lommeli Wissm.

selbst.

Weiterhin gegen NW. verschwinden die Daonellen-Gesteine auf eine Strecke weit vom Kamme und der Buchensteiner Kalk bildet den obersten scharfen, zerrissenen Grat, welchem sich erst kurz vor dem schroffansteigenden Gipfel des Cornovecchio wieder mächtige, düsterbraungefärbte Abhänge bildende Wengener Sandsteine und Schiefer auflagern, die rings um die Abhänge des Zugs des Cornovecchio-Penna fortsetzen. Besonders an den Abhängen des vom Passo al Frate zum Val d'Arno hinabziehenden Grabens sind die Wengener Daonellenschichten auf weite Strecken hin erschlossen. Sie bilden bei gleichbleibender Neigung und Schichtstellung sowohl die Unterlage der zerklüfteten Kalkmasse des Cornovecchio und Monte Penna, als auch der am Tonalit hinziehenden Marmormasse nordwestlich von jenem Graben und liegen am Passo al Frate selbst zu Tage, gerade an dieser beschränkten Stelle von dem hangenden Kalkniveau befreit. Hier am Passo al Frate findet man in ziemlich tiefen Lagen des Wengener Daonellenschiefers die kleinen verkiesten Gastropoden und Trachyceraten (darunter *Trachyceras doleriticum Mojs.*) des Dos dei Morti wieder, etwas weiter nordwestlich gegen die untere Grenze des auflagernden Marmors breccienartige Einlagerungen mit zahlreichen Fossiltrümmern (*Natica spec.*). Lepsius fand (pag. 210) in den Halobienschichten an dieser Stelle Bactryllien. Auch tiefer nördlich unterhalb der Passhöhe ist in zahlreichen Seitengräben die Unterlage des Marmors aufgeschlossen

und die schon etwas umgewandelt aussehenden harten, schwarzen Kalkschieferplatten zeigen auch hier noch auf der frischen Bruchfläche die scharf hervortretenden Durchschnitte der kleinen verkiesten Gastropoden des Dos dei Morti. Gegen den Cornovecchiogipfel hinauf und rings dessen Kalkzuges besitzen die Daonellenschichten zahlreiche quarzitische und sandsteinartige Einlagerungen. An der niedrigsten Stelle des Kammes zwischen dem Cornovecchio und seiner Fortsetzung, dem Monte Fistolo und Monte Penna, reicht die Scharte bis zum Daonellenschiefer hinab und auch an dieser Stelle fanden sich in mehr mergeligen Zwischenschichten der höchsten Lagen dieses Niveaus einzelne Abdrücke von Trachyceraten, von denen einer als

Trachyceras rutoranum Mojs.

bestimmbar war.

Da zwischen dem Gipfel des Monte Penna und dem nächsten gegen NO. anschliessendem Gipfel ein Bruch durchläuft, an dessen westlicher Seite die Schichten des Monte Penna steiler nordwestwärts einschiessen, während sie an der östlichen Seite flacher liegen, so stossen an den Abhängen des Arnothals in dieser Gegend ältere Schichten, vom Muschelkalk aufwärts bis zu den Daonellenschichten, mit dem Dolomite des Monte Penna scharf zusammen. Unter diesen Dolomiten kommen die Daonellenschichten nur in tiefen Einrissen zu Tage.

Lepsius fand (pag. 211) am Anstiege aus Val Roncone zum Monte Giugea (Monte Penna?) über dem unteren Muschelkalke die schwarzen Abhänge der Halobienschichten, und zwar zuerst an 150′ schwarzen Kalk und Mergel, zum Theile mulmig zerfallend (ohne Zweifel oberer Muschelkalk), darüber Buchensteiner Knollenkalk an 170′ mächtig, darüber wieder schwarze Kalke und Mergel, die oberen Halobienschichten (das hier behandelte Niveau der *Daonella Lommeli*). Nahe unter dem Schlerndolomite des Grates steht schroff aus den schwarzen Kalken heraus ein Korallriff; es ist eine lithodendronartige Koralle. Darüber folgen noch 300′ Schlerndolomit.

Jenseits des Fratepasses an den oberen Abhängen des Val Bona sind die Triasablagerungen vom unteren Muschelkalk angefangen bekanntlich mehr oder wenig marmorisirt, von Eruptivgesteinsgängen dioritischer resp. tonalitischer Natur durchsetzt und von Contactmineralien imprägnirt. Doch lassen sich auch hier noch die eine weichere Gesteinszone bildenden schwarzen Wengener Daonellenschichten nachweisen. In einem losen Stücke sandigkalkigen Gesteines, das in einem Wasserrisse nördlich oberhalb der Malga Stabolon, schon nahe an der Tonalitgrenze, aufgenommen wurde, fand sich ein Fossilabdruck, der mit einem Bruchstücke der Schale von *Trachyceras Aon* (dieser Cassianer Art selbst) einige Aehnlichkeit hat.

Auch südlich vom Val Daone in der Triasmasse des Monte Laveneg, Monte Rema und Monte Doja sind noch Wengener Daonellenschichten vertreten, worüber man vor Allem bei Lepsius die Nachrichten über das obere Val Aperta (Val Bondol) vergleichen wolle. So stark metamorphosirt hier die Gesteine nahe der Tonalitgrenze auch sind, so kann man doch auch hier noch Fossilspuren finden. So z. B. stammt vom Abhange des Monte Doja gegen Val Bondol eine Platte mit einem

Abdrucke eines schiefen Pecten, welche Platte dem Gesteinscharakter nach wohl nur aus oberem Muschelkalke oder (noch wahrscheinlicher) aus dem Wengener Daonellenschiefer stammen kann.

G e b i r g s g r u p p e d e s M o n t e G a v e r d i n a. In dem ganzen Längszuge triassischer Schichten an der Basis der Ablagerungen des Monte Gaverdina zwischen Cologna und Tione ist es mir nicht an einer einzigen Stelle gelungen, auch nur Spuren (selbst nicht einmal lose Stücke) des Wengener Daonellenschiefers aufzufinden, obschon an mehreren Punkten zwischen dem anstehenden Buchensteiner Kalke und dem dolomitischen Kalkzuge von San Martino-Danzelino ein schmaler, begraster Zwischenraum bleibt, der dem Durchstreichen des gesuchten Niveaus zu entsprechen scheint. Berücksichtigt man übrigens die senkrechte Aufrichtung, die im Allgemeinen stark reducirte Mächtigkeit auch aller übrigen Schichtgruppen, die hier vertreten sind, und die ausserordentlich schlechten Aufschlüsse längs dieser Linie (insbesondere innerhalb der unter dem Hauptdolomit liegenden Schichten), so ist wohl die Möglichkeit, dass die Wengener Daonellenschiefer in diesem Zuge vielleicht doch noch nachzuweisen sein werden, nicht von vorneherein als ausgeschlossen zu betrachten. Möglicherweise ist jedoch gerade diese Schichtgruppe in Folge der Störungen und da sie das geeignetste Materiale dazu bieten würde, gänzlich verquetscht — oder aber gar nicht in der gewöhnlichen Ausbildung vorhanden und durch den höher folgenden Wengener Riffkalk mitvertreten.

W e n g e n e r D a o n e l l e n s c h i c h t e n i m Z u g e d e s D o s s o A l t o. Oestlich von Bagolino kenne ich diese Schichten nicht, halte es aber nicht für unwahrscheinlich, dass dieselben schon bei Riccomassimo im Süden der grossen Bruchlinie ansetzen. Auch am Dosso Alto selbst ist typisches schwarzes Daonellengestein nicht bekannt und an seiner Stelle tritt hier über den Buchensteiner Kalken eine nicht sehr mächtige Masse von Tuffen und Sandsteinen auf (vergl. L e p s i u s, pag. 65). Dass L e p s i u s diese Tuffe mit den Pietra verde-Einlagerungen, die sonst dem Buchensteiner Niveau eigenthümlich zu sein pflegen, in Zusammenhang bringt, damit wird man sich, trotz der theilweise ebenfalls grünen Färbung dieser Tuffe, wohl kaum ohne weiters einverstanden erklären können. Sie haben eben den Charakter der sogenannten „doleritischen Sandsteine“ der Wengener Schichten, sind jedenfalls mit diesen am nächsten zu vergleichen. Ich habe dieselben sowohl nördlich unter den Gipfeln des Dosso Alto in der Gegend der „Forcella“ angetroffen, als auch südwestlich und südlich von den Gipfeln, wo sie in Folge einer Durchwaschung der höheren Kalke oder in Folge einer secundären Aufbiegung unter diesen oberen Kalkmassen an den flachen Gehängen gegen Val Berga zum Vorschein kommen. Weiterhin gegen Westen an den Val Trompiagehängen habe ich diese Gesteine nirgends gesehen; auch L e p s i u s gibt keine genaueren Angaben über ihr Vorkommen, doch hat er dieses Niveau (pag. 84) noch südöstlich oberhalb S. Colombano beobachtet, wie es scheint, in derselben Ausbildung wie am Dosso Alto. An der schon oben erwähnten Stelle nahe dem Uebergange aus Val Ponticello nach Val Trompia — zwischen Monte Pezzeda und Corna del Mantice — wurden neben anstehenden Buchensteiner Kalken lose Stücke herabgeschwemmten Sandsteins, der nur diesem Niveau

entstammen kann, gefunden. Noch weiter im Westen scheinen stellenweise alle über dem unteren Muschelkalke folgenden Glieder bereits zu fehlen, doch entnimmt man Curioni's Geologia, pag. 175, dass sandige Schichten nahe der Goletta di Pezzeda Sera und am Abhange des Dosso Falcone zu finden seien, also an Stellen, welche in oder nahe dem von mir gemachten Durchschnitte von Collio in's Val Dignone liegen müssen, so dass ich möglicherweise die vielleicht nur mehr hie und da auftretenden oberen Muschelkalke, Buchensteiner Schichten und Wengener Schichten übersehen habe. Weiter im Westen sind bekanntlich alle diese Niveaus wieder angetroffen worden und hieher fällt demnach wohl auch die Angabe v. Hauer's (Lombardei, pag. 24), dass schon nördlich vom Monte Ario in gelblich gefärbten Mergelkalken *Amm. Aon* gefunden worden sei. Es kann sich diese Angabe wohl nur auf das Auftreten von Wengener Schichten an dieser Stelle beziehen. Hier einzuschalten bleibt ferner noch, dass v. Mojsisovics (Jahrbuch 1880, pag. 704) das Vorkommen des *Trachyceras longobardicum Mojs.* am Dosso Alto erwähnt (nach einem Exemplare der Curioni'schen Sammlung).

Wengener Daonellenschichten im Val Sabbia. Ueber den Muschelkalken und Buchensteiner Knollenkalken, welche die Basis des Monte Pezzeda bilden, folgt im Val Ponticello und Val Dignone eine allenthalben scharf an den Gehängen sich abhebende, oft ansehnlich breite und dann von Alpenhütten, zum Theil auch von Ortschaften occupirte Terrasse, die dem Durchstreichen der Wengener Daonellenschichten entspricht. Am ausgesprochensten tritt sie im Val Ponticello auf und hier gehören ihr die frischen Wiesengründe der hochgelegenen Gemeinde von Presegno an. An der Stelle, an welcher ich diese Terrasse verquerte, SW. oberhalb Presegno, nahe dem Kamme, fand ich nirgends typische schwarze Daonellenschiefer, wie sie in Judicarien auftreten, sondern nur feinere und gröbere tuffartige Sandsteine und weichere, zarte, dünnplattige Mergelschiefer von hellbrauner Färbung, wohl ebenfalls aus tuffigem Materiale gebildet. In ersteren treten insbesondere verkohlte Pflanzenreste, in letzteren neben solchen auch zahlreiche Exemplare der

Daonella Lommeli Wissm.

auf. Der Gesteinscharakter dieser Schichten erinnert lebhaft an den der sogenannten Reingrabener Halobienschiefer von Niederösterreich. Es wird durch dieses Vorkommen gewissermassen ein Bindeglied geschaffen zwischen den, wie es scheint, gar keine Daonellen führenden tuffigen und sandigen Ablagerungen dieses Niveaus am Dosso Alto und den weiterhin im Westen und Südwesten folgenden typischen schwarzen Kalkschiefern und doleritischen Sandsteinen, von denen gleich die Rede sein soll; zwischen beiden Ausbildungsweisen liegen die Vorkommnisse nicht nur räumlich, sondern auch lithologisch in der Mitte.

Im Südwesten unter dem Hauptdolomite des Pezzedarückens ist die Wengener Schieferterrasse weitaus weniger scharf und breit entwickelt, als bei Presegno. Ich kreuzte dieselbe oberhalb Loni nördlich von Ono. Hier stösst man schon auf echten, schwarzen, von Judicarien her bekannten Wengener Kalkschiefer und braucht nicht lange nach

der *Daonella Lommeli Wissm.* zu suchen, neben welcher hier auch einzelne Cephalopoden und zwar

Trachyceras longobardicum Mojs.

auftreten. Mehr tuffige, aus gröberem Materiale gebildete Schichten fehlen auch hier nicht. Man kann diese Terrasse der Wengener Daonellenschichten mit grosser Sicherheit aus der Ferne verfolgen um die oberen Verzweigungen des Val Dignone; sie bilden insbesondere auf der Höhe zwischen dem Torrente Dignone und seinem rechtseitigen Quellbache, dem Torrente Glera, die Alpenwiesen von Rova und Seline und jenseits des Glera wohl auch noch jene von Planesso. In den Einrissen dieser Wiesengründe sieht man, auch aus der Ferne deutlich erkennbar, die braungefärbten Wengener Tuffsandsteine anstehen. Auch die Fortsetzung dieses Niveaus gegen Westen (resp. NW.) weist auf die Abhänge des Monte Ario hin, an welchen wohl auch diese Ablagerungen in weiter Verbreitung aufzufinden sein werden.

In den der Anticlinale von Levranghe zufallenden Aufschlüssen sind Wengener Daonellenschichten — typisch entwickelt — anzutreffen und spielen hier eine grosse Rolle. Von Ono Degno in's Thal herabsteigend trifft man rothe tuffige Sandsteine und Mergel, tiefer mehr mergelige, gelbliche und grünlichgelbe splitternde Mergel mit Kalkeinlagerungen von zum Theile knolliger, zum Theile bankiger Natur, die gegen das Liegende allmälig in eine compacte, aber wenig mächtige Kalkmasse übergehen. Unter derselben folgen feinere und gröbere braungefärbte Sandsteine mit Pflanzenresten und typische schwarze Kalkschieferplatten mit Riesenexemplaren der

Daonella Lommeli Wissm.

mächtig entwickelt, steil nach NW. fallend, hie und da auch Spuren von Ammoniten, sowie Bänke voll Daonellenbrut (*Posidonomya Wengensis Wissm.*) führend. Weiter thalabwärts folgt darunter, wie schon angegeben, Buchensteiner Kalk und oberer Muschelkalk, letzterer in sehr steilen Knickungen und Windungen vielfach hin- und hergebogen und bis zur Fucina unterhalb Casa Zapelli der Karte anhaltend, wo er äusserst steil thalabwärts einschiesst und — ohne dass hier Buchensteiner Kalk beobachtet wurde — von nahezu senkrecht stehenden Wengener Daonellenschiefern überlagert wird. Auch hier bestehen diese aus einer Wechsellagerung von schwarzen Mergel- und Kalkschiefern mit „doleritischen Sandsteinen". Auch hier wurde die *Daonella Lommeli* in ihnen gefunden. Thalabwärts setzt nun eine wenig mächtige Masse von Kalken — Wengener Riffkalke — mit vollkommen senkrechter Schichtstellung quer durch's Thal und an diese legen sich (conform zu den Beobachtungen von Ono Degno herab) zuerst mergelige und kalkige graue Gesteine, bald aber die rothen Sandsteine und Mergelschiefer meist in senkrechter Schichtstellung an, bis nahe oberhalb Vestone anhaltend, wo abermals ein Kalkzug von geringer Mächtigkeit, von ähnlichem Charakter wie der vorher angeführte, durch's Thal zieht und, steil nach Nord fallend, die rothen Gesteinsmassen offenbar unterteuft. Unter diesem Kalkzuge folgen bis Vestone Mergelschiefer, Sandsteine und Quarzite vom Habitus der Wengener Daonellenschiefer, in denen

ich aber an dieser Stelle die *Daonella Lommeli* nicht fand, vielleicht nur in Folge des geringen Zeitaufwandes. Ist die Annahme richtig, dass man hier wirklich einen abermaligen Aufbruch von Wengener Riffkalken und Daonellenschiefern vor sich habe, so würde derselbe durch eine zwischen den beiden grösseren und weiter hinab aufgeschlossenen Auffaltungen des Val Sabbia (jener von Levranghe und der vom Monte Puneral) sich einschiebende, geringer entwickelte Anticlinale hervorgerufen sein. Anzeichen von der Fortsetzung der anticlinalen Biegung der Schichten gegen Nordosten sind auch an den wenig aufgeschlossenen Höhen zwischen dem Chiese-Thal und dem Val Treviso bis in die Nähe der Kapelle San Liberale zu verfolgen.

Die Wengener Daonellenschiefer der Anticlinale von Levranghe dürften gegen Osten vom Dignone eine ziemlich beträchtliche Oberflächenverbreitung besitzen, und zwar in der Umgebung des Ortes Levranghe selbst und von da gegen Lavenone. Die Einzeichnung ist hier völlig schematisch, da ich diese Gegenden nicht begangen, sondern nur von S. Liberale (jenseits des Chiese) und von S. Bernardo (jenseits des Dignone) aus übersehen habe. Immerhin erlaubte der mauerartig aufragende Zug des Wengener Riffkalkes eine annähernd vielleicht richtige Einzeichnung. Im Westen des Dignone ist das obere rothe Niveau an den schon dem Val Tovere zugewendeten flachen Abhängen zwischen Belprato und Livemmo auf Strecken hin verschwunden, der Riffkalk daher blosgelegt und selbst wieder durch die zwischen Belprato und der Kapelle „I morti di Barbaino" herabkommenden Wasserrisse so weit durchwaschen, dass an zahlreichen Stellen in denselben die Unterlage, der Wengener Daonellenschiefer also, zum Vorscheine kommt. Auch hier wechseln die schwarzen Kalk- und Mergelschiefer mit den „doleritischen Sandsteinen" ab und ich zweifle nicht, dass es bei einigem Zeitaufwande oder durch einen glücklichen Zufall auch hier gelingen wird, die *Daonella Lommeli* selbst und andere bezeichnende Petrefacten zu finden, welche zu suchen ich nicht für nöthig hielt, da mir die Lagerung hinreichend klar erschien.

Auch dem südlichsten Aufbruche des Val Sabbia, jenem des Monte Puneral zwischen Nozza und Barghe, fehlen Wengener Daonellenschiefer nicht. Im Thalprofile des Chiese habe ich sie indessen nicht gesehen. Hier würde ihnen im nördlichen Flügel der unter dem Kalkzuge des Castell Nozza durchsetzende Zug von Eruptivgestein (nach Lepsius pag. 92 ein zersetzter dichter *Augitporphyr*) entsprechen. Andere Gesteine habe ich hier nicht beobachtet, doch ist gerade in diesem Theile des Profils der Mangel an Aufschlüssen sehr hinderlich und deshalb ihr Vorhandensein durchaus nicht ausgeschlossen. Im südlichen Flügel zwischen dem Muschelkalke des Ponte da Ré und dem Wengener Riffkalke von S. Gottardo scheinen in Folge der hier wohl schon in einen Bruch übergegangenen steilen Schichtstellung dieses Flügels, welche man ober Provaglio di sotto so schön beobachten kann, sowohl oberer Muschelkalk als Wengener Daonellenschiefer zu fehlen, letzterer zum mindesten verdrückt zu sein und die „*Dolomia metallifera*" unmittelbar an (unteren?) Muschelkalk zu stossen. Westlich von Provaglio di sotto wurden übrigens am Fusse des Monte Puneral in einem Bacheinrisse einige Spuren der Wengener Tuffsandsteine beobachtet und auch das Eruptivgestein,

welches unmittelbar bei diesem Orte ansteht und nach einer Mittheilung des Herrn C. v. John ein zersetztes melaphyr- oder diabasporphyritartiges Gestein ist, dürfte wohl sicher demselben Niveau angehören und sohin dem Eruptivlager unterhalb Nozza entsprechen; dafür spricht auch die Lagerung, denn der Kalk von S. Gottardo setzt südlich davon durch, um sich weiterhin, wie es scheint, mit der Kalkkuppe des Monte Besumé zu verbinden, welch' letzterer schon durch seine Formen sich als „erzführender Kalk" zu erkennen gibt. Von Arviaco zum Val Treviso hinab durchschneidet man zuerst diesen Kalk und stösst unterhalb desselben abermals auf Wengener Tuffsandsteine und schwarze kalkige, sowie auch mehr tuffige und mergelige sandigschieferige Gesteine von mächtigerer Entwicklung, in welchen auch hier

Daonella Lommeli Wissm. spec.

aufgefunden wurde. Ueber eine nochmalige kleine Aufwölbung der liegenderen Schichten hinweg, welche sich an der halben Höhe des Abhanges deutlich verfolgen lässt, gelangt man abermals in diese Wengener Gesteine, über welchen auch hier wenig mächtiger Wengener Riffkalk folgt, an den sich gegen die Thalfurche hinaus die rothen Schichtmassen anlegen. Die Schichten der *Daonella Lommeli* sind somit auch in diesem südlichsten Aufbruche tieferer triassischer Gesteine des Val Sabbia nachgewiesen.

Es dürfte sich am Schlusse der Darstellung dieses Niveaus vielleicht empfehlen, nochmals alle jene Punkte aufzuzählen, an denen das wichtigste, wenigstens allgemein verbreitete Petrefact dieser Schichten, die *Daonella Lommeli*, innerhalb der Grenzen des Aufnahmsgebietes sich bisher gefunden hat:

Prezzo, an der Kirche, altbekannter Fundort (vergl. Benecke, Lepsius u. A.).

Prezzo, oberhalb des Ortes nordwestlich, bei den Häusern oberhalb der kleinen Kirche.

Prezzo, am Chiese-Absturze nördlich unterhalb des Ortes.

Strada, westlich am Fusse des Abhangs lose; nördlich am Fusswege nach Frugone im Anstehenden.

Dos dei Morti, an der isolirten Kuppe südlich der Malga Stablo Fresco.

(NB. Die Lepsius'sche Angabe vom Vorkommen der *D. Lommeli* oberhalb Malga Cleabà bedarf der Bestätigung, da sich diese Angabe vielmehr auf eine Daonella des oberen Muschelkalks zu beziehen scheint.)

Přesegni di Val Ponticello, südwestlich oberhalb dieses Ortes.

Loni nördlich von Ono im Val Dignone, und zwar oberhalb dieser Häusergruppe am Wege nach Val Trompia.

Ono Degno, südlich unterhalb dieses Dorfes gegen den Dignone hinab.

Fucina sotto Casa Zapelli in der Thalsohle des Dignone, und zwar im Gegenflügel des vorigen Vorkommens.

Val Treviso bei Vestone, und zwar an dem Abhange des Monte Puneral am Wege nach Arviaco.

Die palaeontologische Verbindung zwischen den Vorkommnissen von Judicarien und jenen des mittleren Val Trompia ist somit durch diese zwischenliegenden Fundorte hergestellt.

b) **Wengener Riffkalk (Esinokalk v. Hauer;** ***Dolomia metallifera Curioni*****).**

Wengener Riffkalk westlich von der Judicarienlinie.

Die einzige grössere Partie dieses Niveaus westlich der Judicarienlinie ist jene, welche die Gipfel der wildzerrissenen Kette des Cornovecchio bildet und welche nur durch den schwachvertieften Einschnitt des Passo al Frate von den obersten Marmormassen des metamorphischen Kalkzuges, der dem Tonalite des oberen Val Bona und Val d'Arno anliegt, getrennt wird. Der die Gipfel der Cornovecchio-Kette bildende Wengener Riffkalk zerfällt wieder in zwei getrennte Partien, die des eigentlichen Cornovecchio im Südwesten und jene des Monte Fistolo und Monte Penna im Nordosten. Beide sind nur durch eine tiefe Scharte, die bis in die Wengener Daonellenschiefer hinabgreift, getrennt. Das Einfallen ist für beide Partien, sowie für die jenseits des Frate-Passes liegenden gleichaltrigen Marmore dasselbe, ein ziemlich steil gegen NW. gerichtetes. Nur an dem Hauptgipfel des Cornovecchio ist die Lagerung bereits eine flachere, entsprechend dem von da an gegen den Dos dei Morti sich einstellenden flachen Südostfallen. Die Gehänge gegen das Val d'Arno hinab sind in Folge dieser Schichtstellung vielfach von verrutschten Massen und Trümmerhalden überdeckt und die ganze Dolomitdecke ist zwischen den Seitengräben in phantastisch gezackte Querkämme aufgelöst, so dass diese Region ein wahres Chaos der wunderbarsten Zacken und Spitzen, die aus einem Haufwerke von verstürzten Schollen und Trümmern aufragen, darstellt, während an zahlreichen tiefergelegenen Punkten die weiche, düsterbraungefärbte Unterlage der Wengener Daonellenschiefer hervorschaut. Das Gestein der Wengener Riffkalke ist hier ein heller, dolomitischer Kalk oder Dolomit, welcher stellenweise ein wahres Fossilzerreibsel bildet, besonders häufig aber Auswitterungen von Dactyloporen zeigt; schon Lepsius citirt pag. 210 Gyroporellen von schlechter Erhaltung im Kalke des Stabolfes. Höchst auffallend macht sich hier bemerkbar eine durch die ganze Masse hindurchgehende verticale Klüftung, die stellenweise so scharf hervortritt, dass die eigentliche Schichtung dadurch beinahe verwischt wird. Das gilt in noch stärkerem Grade von den jenseits des Frate-Passes liegenden oberen Marmoren, die diesem Niveau zufallen. Dieselben haben auch noch eine sehr weitgehende Auflockerung des Gefüges erfahren, sind grobkörnig und förmlich sandartig geworden und zerfallen leicht zu feinerem und gröberem Grues. Die Zerklüftung derselben hat nicht wenig zu der Entstehung der phantastischen Verwittungsformen dieser Massen beigetragen; das auffallendste Beispiel eines solchen Verwittungsrestes ist wohl die aus der westlichen Scharte des Passo al Frate sich heraushebende, nach Osten schauende Riesengestalt eines betenden Mönches, welche jenem Uebergange den

Namen gab. Eruptivgesteine durchsetzen in schmalen Gängen die Riffkalke; am Cornovecchio meist quer auf's Streichen. Es sind hier meist dünne Gänge von thonsteinartig zersetztem, grünlichgefärbtem Gesteine. Vom Arno-Graben gerade hinauf zum „Frate" benützt der oberste Theil des Weges einen ausgewitterten Gang von etwa südwestlichem Streichen, dessen Gestein ein melaphyrartiges ist. Weiterhin gegen den Tonalit in der eigentlichen Contactzone stellen sich die verschiedenartigsten Eruptivgesteine in zahlreichen Gängen und Lagern ein; es sind meist solche von diorit- oder tonalitartigem Charakter.

Es ist schon oben eine Angabe von Lepsius über riffartiges Auftreten von Kalk in den obersten Lagen des Wengener Daonellenschiefers unterhalb des Monte Giugea (Monte Penna?) gegen Val Roncone angeführt worden. Zwischen Monte Giugea und Monte Penna schien auch mir der Wengener Riffkalk eine ausserordentliche Mächtigkeit zu erreichen, obwohl nur in beschränkter Ausdehnung, und zwar speciell an einer Stelle, welche nicht zum regelmässigsten gelagert sein dürfte, da hier etwa der aus Val d'Arno erwähnte die Masse des Monte Penna im Nordosten abschneidende Bruch durchsetzen wird. Uebrigens habe ich diesen Abhang viel zu flüchtig begangen, um hier etwas Bestimmtes aussagen zu können. Im übrigen Kamme des Monte Penna und Monte Cornovecchio liegt die Masse des Wengener Riffkalkes entschieden als einheitliches Ganzes über den mächtig entwickelten Kalkschiefern und Sandsteinen des Wengener Daonellen-Niveaus, was nicht ausschliesst, dass an den Grenzgebieten Gesteinsübergänge vorkommen. Dass jenseits des Val Daone in der Umgebung des La Nova-Sees und des Val Bondol auch Gesteine dieses Horizontes an der Zusammensetzung der Marmorzone theilnehmen, wage ich nicht zu behaupten. Lepsius scheint nicht der Ansicht zu sein, dass Esinokalke (resp. Schlerndolomite) dort auftreten.

In der Tiefe der Judicarienlinie liegen nur mehr bei Prezzo einige wenig ausgedehnte Partien dolomitischen Gesteins, welche man diesem Niveau zuzählen muss, über den Daonellenschiefern.

Wengener Riffkalk an der Basis der Gaverdinagruppe.

Dem Wengener Riffkalke gehört jener scharf hervortretende Kalkzug an, welcher, an der Basis der Hauptdolomitmassen liegend und von diesen nur durch einen sehr schmalen Streifen weicherer Gesteine getrennt, südlich bei Cologna ansetzt und über Fort Danzelino und den Lago di Roncone ununterbrochen bis in den Monte Sole bei Tione zu verfolgen ist. Das nächste Liegende dieses Zuges, welches von den Wengener Daonellenschiefern gebildet werden sollte, habe ich, wie schon bemerkt, nirgends in dieser Gestalt finden können; Buchensteiner Kalke schliessen sich gegen Westen zunächst an. Das Hauptgestein des Zuges selbst ist heller, dolomitischer Kalk, gegen das Hangende zum Theil gebändert und oolithisch, in steinmergelartige Bänke übergehend und durch diese, sowie durch die stellenweise auftretenden rothgefärbten, marmorartigen Oolithe gegen das nächstfolgende Niveau einen allmäligen Uebergang herstellend. Der erwähnte Kalkzug hebt im

Süden an der grossen Schutthalde von Plubega an, trägt auf seinem scharfen Kamme das Kirchlein S. Martino und das Castellromano, ist unterbrochen durch die Glacialmassen der Terrasse von Por, setzt nördlich von Por wieder an, eine untere westliche von einer höheren östlichen Terrasse scheidend, bildet weiterhin den Höhenrücken des Fort Danzelino, sodann die untersten, linksseitigen Gehänge des Adanathals bis zum Lago di Roncone, welcher gerade in einer Unterbrechungsstelle dieses Zuges liegt, erhebt sich an der Strassenbiegung ober dem See abermals und zieht in den Monte Gajola hinein, am östlichen Abhange desselben durchstreichend, wird von der von Breguzzo aus in's Val di Breguzzo führenden Strasse nördlich des Breguzzobachs angeschnitten und bildet weiterhin die in halber Höhe des Ostabhangs des Monte Sole über Breguzzo bis gegen Tione hervortretenden Felsschroffen. In dem Durchschnitte des Torrente Arno zwischen Monte Gajola und Monte Sole scheint dieser Kalkzug etwas mächtiger zu sein, als weiter im Süden bei Pieve di Buono. Petrefacten habe ich an keiner Stelle dieses Zuges gefunden; Herrn Oberbergrath Stache ist es indessen gelungen, am Ausgange des Breguzzothals oberhalb Breguzzo in diesen Kalken Fragmente einer grossen Daonella zu finden, die möglicherweise mit

Daonella Lommeli Wissm.

identisch ist, was, wenn es sich als richtig herausstellen sollte, ein Seitenstück zu dem Funde Lepsius' im Val di Scalve (loc. cit. pag. 317) und zu dem bekannten Auftreten dieser Daonella in dem Esinokalke bei Esino selbst wäre. Im Durchschnitte des untersten Val Rendena oberhalb Tione habe ich dieses Niveau nicht nachweisen können.

Wengener Riffkalk südlich von der Val Trompialinie.

Der Wengener Riffkalk des Dosso Altozuges setzt höchst wahrscheinlich an bei der Ortschaft Riccomassimo, von wo an er auf eine Strecke weit gegen Westen das linke Ufer des Torrente Caffaro begleitet, ist sodann zwischen Ponte Reinieri und Bagolino durch die Auswaschung des Thales mitentfernt worden oder von Glacialschutt überdeckt und erhebt sich am rechten Caffaro-Ufer schroff und felsig unter der Kapelle S. Gervasio, um von da einerseits längs des ganzen linksseitigen Abhangs des Val della Berga (mit senkrecht gestellten, weiter thalaufwärts wenigstens sehr steil gegen SO. bis S. einschiessenden Schichtflächen) die untersten Abstürze des Doss' Alto zu bilden, andererseits mit flacherer Schichtstellung gegen die Höhen des Zugs anzusteigen und die Gipfelmassen des Dosso Alto zu bilden [1]). Weiterhin knickt auch jener, das Val Berga begleitende Zug, plötzlich sein Streichen in nordwestliche Richtung verändernd und sich senkrecht aufrichtend, in der oben angedeuteten Weise um — oberhalb der obersten Alphütte des Val Berga. Der Kalk dieses Niveaus im

[1]) Lepsius hat auf seiner Karte dem Esinokalke des Dosso Alto gegenüber Bagolino eine viel zu grosse Ausdehnung gegen Norden gegeben und die gesammten liegenden Schichtgruppen incl. Muschelkalk mit ihm verbunden. Genauer sind in dieser Beziehung die Angaben bei Curioni, Geologia pag. 174.

Doss' Alto ist nahezu nirgends dolomitisch ausgebildet, häufig dagegen zeigt er eine ausgezeichnet riesenoolithische (Evinospongien-)Structur und einzelne Bänke sind erfüllt mit Cidariten und Crinoiden, die auf den Schichtflächen auszuwittern pflegen, so dass diese Gesteine lebhaft an die Wengener und Cassianer Riffkalke des südöstlichen Tirol erinnern. Lepsius fand (pag. 83) am Dosso Alto auch unbestimmbare Korallen und einen Pecten in diesen Kalken.

Weiterhin gegen Westen ist an den verstürzten Abhängen des obersten Val Trompia bei S. Colombano und Collio der Wengener Riffkalk nur mehr spärlich vertreten. An dem mehrmals erwähnten Uebergange zwischen Presegno und S. Colombano ist es die westliche Kuppe, welche aus diesem Niveau besteht; wohl auf diese oder eine damit zusammenhängende, tiefer am Abhange liegende Partie mag sich die Bemerkung bei Lepsius pag. 84 beziehen. Schon Curioni hat in der Doss' Alto-Kette Esinokalke (*dolomia metallifera*) vom Hauptdolomite scharf unterschieden, wenn auch nicht präcis kartirt. Man vergleiche hier pag. 175 seiner Geologia, wo er nach Funden des Curaten Don G. Bruni von Collio die Hauptmasse der Gipfelkalke des Doss' Alto ganz richtig für metallführenden Kalk, welcher zahlreiche Chemnitzien enthalten soll, die Masse der Corna Blacca dagegen (nach Lepsius gleich dem Monte Pezzeda) wegen des hier constatirten Vorkommens der *Avicula exilis Stopp.* und des *Cardium triquetrum Wulfen.* dagegen für Hauptdolomit (bei ihm gleichbedeutend mit Esinokalk) erklärt. Man vergleiche hier ferner die Angaben Curioni's über die verstürzten Massen der „*Dolomia metallifera*" oberhalb S. Colombano.

Wengener Riffkalk im Gebiete des Val Sabbia. Ueber der in einem der vorhergehenden Abschnitte erwähnten Wiesenterrasse der Wengener Daonellenschiefer von Presegno und Loni zieht allenthalben eine recht scharf hervortretende, schroffe Abstürze bildende, in ihrer Mächtigkeit starken Schwankungen unterworfene Kalkmasse durch, welche ohne Zweifel das hier zu schildernde Niveau repräsentirt. Sie ist insbesondere sehr auffallend oberhalb Presegno selbst entwickelt und trennt hier als steile Felswand die weite, flache Wiesenlandschaft dieser Gemeinde von einer ebenso ausgedehnten höheren Terrasse, welche sich darüber hin gegen den Fuss der Hauptdolomitmassen ausbreitet. Sehr scharf und auffallend tritt dieses Niveau des Wengener Riffkalkes auch im obersten Val Dignone hervor, wo es in schon sehr bedeutender Höhe nahe unter dem Hauptdolomite des Monte Pezzeda und der wenig ausgedehnten, aber einen prachtvollen Thalhintergrund bildenden Dolomitkuppe des *Corno di Po* sich herumschlingt. In der Fortsetzung mag es wohl (nach Curioni's Angaben) auch noch am Monte Ario vertreten sein.

Ziemlich ausgedehnte Verbreitung besitzt das Wengener Riffkalk-Niveau innerhalb der der Anticlinale von Levranghe zufallenden Aufschlüsse. Man begegnet am Abstiege von Ono Degno zum Dignone zwischen dem rothen oberen Schichtcomplexe von Raibler Facies und dem Wengener Daonellenschiefer und doleritischen Sandsteine einer nicht sehr mächtigen Einschaltung von hier dunkelgefärbten Kalkbänken, welche ohne Zweifel dieses Niveau repräsentiren. Diese Kalke gehen gegen oben durch oolithische, dünnbankige und endlich knollige Lagen

in die Mergelschiefer des hangenden Complexes über und ziehen gegen SO. am Gehänge aufwärts. Thalabwärts von der Fucina unterhalb Casa Zapelli beobachtet man den vollkommen senkrecht aufgerichteten Gegenflügel dieses Zuges, ebenfalls aus dunklen Gesteinen gebildet. Man kann diesen mauerartig sich aus der weicheren Umgebung hervorhebenden Kalkzug vollkommen deutlich über die Abhänge hin bis oberhalb Lavenone fortstreichen sehen, an welche Stelle er sich mit dem von unterhalb Ono Degno heraufziehenden Gegenflügel vereinigen dürfte. Jenseits — westlich — des Dignone bildet dieser Kalk die Höhen des Wasserscheiderückens gegen Val Tovere in der nördlichen Umgebung von Belprato, ist zwischen Belprato und der Kapelle „I Morti di Barbaino“ weithin von seiner rothen Decke entblösst, senkt sich hier in's Toverethal flach hinab und wird von dem Bache von dem verlassenen Forno di Livemmo angefangen durch eine bedeutende Strecke thalabwärts durchnagt. Die Kapelle „I Morti“ selbst steht schon auf den Schichtköpfen des Nordflügels dieser Kalke und von da an gegen Norden taucht derselbe wieder unter die zusammenhängende Decke der rothen Sandsteine und Tuffe hinab. Das allmälige Umlegen dieses Kalkes aus der senkrechten Schichtstellung des Südflügels in der Nähe von S. Bernardo in ein flacheres SW.-, dann W.- und endlich in das NW.-Fallen des Nordflügels bei „I Morti“ ist auf dem Wege zwischen S. Bernardo und jener Kapelle schön zu beobachten. Hier bei Belprato nimmt der Kalk auch im Gegensatze zu den Aufschlüssen im nahen Val Dignone wieder eine grössere Mächtigkeit und eine hellere Färbung an.

Unmittelbar oberhalb Vestone im Val Dignone taucht, wie schon erwähnt wurde, unter den rothen Schichten von Raibler Facies abermals anscheinend der schmale Zug des Wengener Riffkalkes hervor und unter ihm (südlich) erscheinen abermals Mergelschiefer, Sandsteine und Quarzite vom Habitus der Wengener Daonellenschichten. Wie schon bemerkt, wurden diese Schichten nur nach Analogie der höher oben im Val Dignone auftretenden Aufschlüsse als dem genannten Niveau zufallend angesprochen. Die Kalke scheinen in Verbindung zu stehen mit mehreren Kalkpartien, die theils unmittelbar östlich bei Vestone auf der linken Thalseite des Chiese, theils an den Abhängen des Rückens zwischen Val Chiese und Val Treviso auftreten und bis gegen S. Liberale hin zu verfolgen sind. Auch innerhalb des Ortes Vestone selbst scheinen hie und da diese Kalke anzustehen. Die Aufschlüsse sind in diesen Regionen zu undeutlich, als dass man den Zusammenhang dieser einzelnen Kalkvorkommnisse (ohne grossen Zeitaufwand) verfolgen könnte. Indessen spricht sowohl Gesteinscharakter als auch Lagerung — beinahe durchgehends sehr steile, bis senkrechte Stellung aller Schichten in der unmittelbaren Umgebung von Vestone — dafür, dass man es hier in der That mit einem Auftauchen der nächstälteren Gebilde unter den rothen Schichten von Raibler Facies zu thun habe.

Wengener Riffkalk (*Dolomia metallifera*) im Aufbruche des Monte Puneral zwischen Nozza und Barghe. Der kleine Ort Nozza liegt an der Stelle, an welcher der Chiese den Nozzabach aufnimmt und, die Richtung seines Laufes plötzlich ändernd, das Gebirge senkrecht auf das Streichen zu durchsetzen beginnt, damit

eine Reihe der schönsten Aufschlüsse schaffend. Nördlich von Nozza erheben sich gerundete, leichtbewaldete Höhen von düsterrother Färbung, deren Fuss von Glacialschuttansammlungen verdeckt wird, im Süden der Linie Nozza-Vestone steigen die ebenfalls ziemlich flachen, verschwommenen Gehänge des Monte Puneral an, ohne vorragende Felsmassen und Klippen, die massigere und härtere Gesteine verrathen würden. Gerade bei Nozza aber stellt sich ein wenig mächtiger Kalkzug ein, der durch seine schroffen Abstürze, seine isolirte Lage inmitten weicherer Schichtmassen und durch den allerdings nebensächlichen Umstand, dass er die Ruinen des alten Castells von Nozza trägt, dem aus Judicarien kommenden Geologen sofort den Kalkzug von San Martino und Castellromano bei Pieve di Buono in die Erinnerung ruft. In der That hat man es hier mit demselben Niveau zu thun. Der Kalk ist ziemlich hell gefärbt, fällt steil gegen NW. ein und verliert sich — von der Ferne gesehen — gegen SO. bald zwischen den weichen Abhängen der liegenden und hangenden Schichtcomplexe. Thalaufwärts scheint er — wenigstens eine Strecke weit — vom Chiese weggenagt zu sein und setzt erst wieder im Val Treviso an; von da an zieht er sich etwa parallel zum Wege zwischen Treviso und Arviaco auf den Kamm hinauf, bildet hier die Kuppe des Monte Besumé und setzt sich zwischen Provaglio di sotto und Barnico durchstreichend in Verbindung mit der Masse hellen Kalks bei S. Gottardo oberhalb Barghe, an dieser Stelle die äusserste Partie des Kalkellipsoids des Monte Puneral bildend. Der Kalk des Monte Besumé gehört schon zum Nordflügel der Anticlinale oder stellt zum wenigsten die Verbindung zwischen beiden Flügeln her, während der den Südostrand des Puneralrückens bildende erzführende Kalk von Barghe offenbar vollkommen senkrecht steht, vielleicht sogar etwas überkippt ist. Im Chiesedurchschnitte ist dieser erzführende Kalk klotzig, massig, scheinbar ungeschichtet, grösstentheils hellgefärbt, gegen aussen, resp. südlich, also in's Hangende, röthlich, violett bis roth; er führt Crinoiden, Dactyloporen, Korallen, *Pecten aff. Margheritae v. Hauer*. Seine hangendsten Schichten sind grellroth, ähnlich wie die hangenden Partien des Kalkes vom Monte Besumé. Ein An- und Abschwellen der ganzen Masse im Fortstreichen des Zuges ist unverkennbar, so z. B. ist im Chiesedurchschnitte der Kalk von Nozza, also der Nordflügel, viel weniger mächtig, als jener von S. Gottardo im Südflügel. Der erzführende Kalk von Barghe (S. Gottardo) selbst erscheint wieder, von der Ferne gesehen, als linsenförmig angeschwollene Masse, die sowohl gegen SW. als gegen NO. auszusetzen scheint, doch gibt sich ebenfalls schon von der Weite der Kalk des Monte Besumé durch seine klotzigen Formen als entfernter gelegene Fortsetzung zu erkennen und bei Begehung des Abhanges zwischen ihm und dem Chiesethale überzeugt man sich auch von dem Durchstreichen des Kalkes zwischen beiden Punkten mittwegs zwischen den Ortschaften Provaglio di sotto und Barnico. Die südwestliche Fortsetzung des Puneral (am rechten Ufer des Chiese) habe ich nicht begangen, sondern mich nur von der Thatsache, dass die oberen rothen Schichten von Nozza und Vestone mit jenen von Preseglie und Bione durch das Memmothal in grosser Breite zusammenhängen, überzeugt und in Folge dessen die Einzeichnung nach dieser Seite hin völlig schematisch vorgenommen.

c) Schichten von Raibler Facies.

Unter dieser Bezeichnung soll im Folgenden, wie schon oben bemerkt wurde, jenes Niveau behandelt werden, welches von sämmtlichen älteren Beobachtern als Raibler Schichten (*Gervillia bipartita*-Schichten gedeutet, neuerlich aber von v. Mojsisovics (Jahrbuch, 1880) als noch zu den Wengener Schichten gehörig angesehen wurde, unter der Voraussetzung, dass echte Raibler Schichten in Judicarien und Val Sabbia gar nicht vorhanden, resp. durch Hauptdolomit vertreten, in der westlichen Lombardei vom Lago d'Iseo an aber an der oberen Grenze des bisher als „Raibler Schichten“ betrachteten Complexes gelegen seien.

In Judicarien kannte man ein hieher zu ziehendes Niveau überhaupt bis jetzt nicht. Lepsius erwähnt wiederholt (pag. 91, pag. 239), dass in ganz Judicarien nirgends die untere Grenze der Hauptdolomite aufgeschlossen sei. Damit im Zusammenhange steht, dass ihm die sämmtlichen an der Basis des Hauptdolomits der Gaverdinagruppe längs der Judicarienlinie zwischen Cologna und Tione auftretenden älteren Schichten gänzlich entgangen sind — mit Ausnahme des unteren Muschelkalkes, dessen Auftreten allerdings Niemanden, der auch noch so flüchtig das Chiese- und Adanathal besucht, entgehen kann, von welchem aber Lepsius annahm, dass er zwischen den älteren Ablagerungen der Cornovecchiomasse und den flach nach OSO. geneigten (!) Hauptdolomiten der Gaverdina (pag. 205) senkrecht aufgerichtet in die Verwerfung einschiesse! Dass Lepsius hiebei die auffallende und weithin fortziehende terrassen- oder längsthalförmige Niederung zwischen diesem Muschelkalke und dem Hauptdolomite so wenig berücksichtigt hat, kann man ihm wohl mit Recht zum Vorwurfe machen, umsomehr, als schon Benecke (Trias und Jura, pag. 33) das Durchstreichen höherer Schichten über dem Muschelkalke der Thalwand unter der Rasendecke des kleinen Plateaus bei Cologna vermuthete.

Der beste Aufschluss dieser Schichten vom Raibler Facies liegt ganz nahe südöstlich oberhalb Cologna. Hier stossen in dem Graben, durch welchen der Weg nach S. Martino hinaufführt, an die völlig senkrecht stehenden dolomitischen Kalke des Zuges von S. Martino (welche Kalke gegen ihre hangenden Partien zum Theil gebänderte und oolithische Beschaffenheit annehmen) zunächst einige Bänke hellgelblichgrauer, steinmergelartiger Kalke, sodann ein nur wenige Schritte breiter Complex weicherer Gesteine, und zwar im Liegenden mehrere Bänke von petrefactenreichen, hellgrauen bis schwarzen splitternden Mergelkalken mit Mergelschieferzwischenlagen von grauer und röthlicher Färbung, im Hangenden aber graue und rothe, zum Theil etwas sandige Mergelschiefer, die höher mit Dolomitbänken zu wechsellagern beginnen, so dass der ganze Complex allmälig in den Hauptdolomit übergeht. Die Schichtstellung ist durchaus eine senkrechte und alle Bänke vom Wengener Riffkalke an durch die rothen Schichten bis in den Hauptdolomit sind vollkommen concordant gelagert. Die liegenderen Bänke des Complexes, die grauen bis schwarzen, leberbraun verwitternden, zum Theil etwas breccienartig aussehenden Kalke führen auf ihren abgewitterten knolligen Schichtflächen eine Fauna, die grösstentheils

aus Myophorien besteht, welche in mitunter sehr grossen Exemplaren auftreten und von der bekannten Raibler

Myophoria Kefersteinii Münst. spec.

kaum zu unterscheiden sind. Daneben liegt hie und da eine schlecht erhaltene *Gervillia*, eine *Modiola* oder ein *Mytilus*, eine *Avicula* aus der Verwandtschaft der rhätischen *A. inaequiradiata* (*speciosa*), einzelne myoconchenartige Formen (zunächst gewissen Abarten der *Myoconcha Curionii* v. Hauer vergleichbar), kleine *Natica*- oder *Deshayesia*-artige Gastropoden, sowie Fischzähnchen. Alles ausser der *Myophoria* ist selten und vereinzelt. Die Bänke selbst sind zwar ganz erfüllt mit Fossilien, die aber so fest im Gesteine haften, dass man auf Bruchflächen kaum etwas anderes als die glatten, glänzenden Schalen der Modiolen und Mytilen zu sehen bekommt. In einer grauen Mergelschieferzwischenlage der höheren Schichten fanden sich winzige, concentrisch gerippte, hornschalige posidonomyenartige Abdrücke.

Südlich von diesem Aufschlusse habe ich das Fortstreichen dieses Niveaus noch constatiren können in einem Graben, der unmittelbar südlich unterhalb S. Martino die Kalkkette, auf der diese Kirche erbaut ist, durchbricht. Hier liegen dieselben Gesteine mit derselben Petrefactenführung in losen Blöcken umher.

Im nördlichen Fortstreichen trifft man auf Aufschlüsse zunächst nordöstlich oberhalb Por, an der Stelle, an welcher der von Por kommende Weg gegen die östlichere, höhergelegene der beiden langfortziehenden Terrassen, die durch den Wengener Riffkalkzug geschieden werden, anzusteigen beginnt. Hier stellen sich im Liegenden des zu besprechenden Niveaus — vielleicht noch dem Riffkalke zufallend, jedenfalls an der Grenze beider Schichtcomplexe gelegen — rothe, marmorartige, zum Theil groboolithische Bänke ein, die sich leider als petrefactenleer erwiesen. Auch die petrefactenführenden Lagen von Cologna fehlen hier nicht, sondern sind in zahlreichen losen Stücken zu finden. Von da an gegen Fort Danzelino habe ich nur lose Stücke solcher Gesteine gefunden, das Anstehende aber nicht beobachtet. Erst am Ausgange des Maracthales sind südlich vom genannten Fort in der tiefen Schlucht des Maracbaches die grellgefärbten weicheren Schichten zwischen Wengener Riffkalk und Hauptdolomit wieder aufgeschlossen, ohne aber dass es mir hier gelungen wäre, die petrefactenführenden Bänke wiederzufinden. Dagegen findet man lose Stücke derselben in dem Hohlwege, welcher nordöstlich vom Fort Danzelino auf die Wiesenterrasse hinaufführt, welche in geringer Höhe das Adanathal östlich von Fontanedo und Roncone begleitet und offenbar dem Durchstreichen des in Rede stehenden Niveaus entspricht. Auch hier findet sich *Myophoria Kefersteinii Mstr. spec.* Am nördlichen Ende dieser ebenerwähnten Terrasse, südöstlich oberhalb des Lago di Roncone zieht das Niveau der petrefactenführenden Schichten von Cologna durch und auch hier sammelt man fossilführende Stücke und sieht in Hohlwegen im Walde die weicheren Schichten, zum Theil als grellrothgefärbte Sandsteine, aufgeschlossen. Die Lage der Ziegelei östlich vom See entspricht dem Verlaufe dieses Gesteinszuges.

Auch am Ostabhange des Monte Gajola fehlt diese Zone nicht; an der alten Strasse nach Roncone fand ich gerade an der Stelle, an welcher das Durchstreichen erfolgen muss, in einer Wegmauer einen grossen Block des typischen, knolligen, Bivalven-führenden Kalkes von Cologna mit

Myophoria Kefersteinii Mstr. spec.

und der kleinen *Natica* oder *Deshayesia*, die auch zu Cologna gefunden wurde. Ein besserer, aber wie es scheint, schwer zugänglicher Aufschluss dieses Niveaus liegt nahe nordwestlich von Bondo in der Schlucht des Arnobaches, und zwar an dessen linkem Ufer. Man sieht vom jenseitigen Ufer aus die grellroth gefärbten, senkrecht aufgerichteten Bänke dieser Schichtgruppe in der Tiefe zwischen den hier Daonellen führenden Wengener Riffkalken und dem Hauptdolomite anstehen. Am Südostgehänge des Monte Sole habe ich die rothen Schichten an drei verschiedenen Stellen beobachtet und zwar ein erstes Mal auf dem Fusswege, welcher vom Friedhofe von Breguzzo ausgehend und allmälig ansteigend an dem Gehänge hinführt; sodann ein zweites Mal an jenem Wege, welcher den ersterwähnten kreuzend und aus Südwesten herabkommend gegen Tione hinabführt, und ein drittes Mal in der einzigen grösseren, von diesem Abhange nahe südwestlich von Tione herabkommenden Schlucht. Petrefacten habe ich hier nirgends gesehen, indessen ist das Niveau schon petrographisch nicht zu verkennen und daher dessen Durchstreichen längs der ganzen westlichen Basis der Gaverdinamasse von Cologna bis Tione als völlig erwiesen anzusehen. In den Aufschlüssen an der Rendenastrasse, die allerdinss sehr ungenügende sind, war dieses Niveau nicht zu finden.

Monte Penna. Es wurde bereits erwähnt, dass westlich von der Judicarienlinie der Wengener Riffkalk nur mehr in beschränkter Verbreitung angetroffen wird. Nur an einer einzigen Stelle liegen auch noch höhere Schichten, und zwar am Monte Penna, dem nordöstlichen Gipfel der Cornovecchiokette, welcher sich schon aus grosser Ferne durch seine flache Gestalt von den übrigen wildgezackten Spitzen der benachbarten Höhen unterscheidet. Es folgt hier, über dem Wengener Riffkalke eine deutlich markirte Terrasse bildend, eine wenig mächtige Schichtmasse, welche aus plattigen, mergeligen, grünlichgrau bis schwarz gefärbten, zum Theil auch röthlichen Gesteinen besteht; auch hier erscheinen an der Grenze gegen den unterlagernden Riffkalk dickere, gelbgefärbte, steinmergelartige Bänke. Die kleine Spitze des Monte Penna fällt wohl schon dem Hauptdolomite zu. Auch am nächstliegenden Gipfel des Monte Fistolo findet man noch lose Stücke des weicheren Gesteins der Terrasse vom Monte Penna, ein Zeichen, dass diese Ablagerung noch vor nicht zu langer Zeit hier vorhanden war. Schon aus der Ferne bemerkt man, dass die Mächtigkeit des Riffkalkes am Monte Fistolo noch dieselbe ist, wie jene des Monte Penna und nur der Aufsatz der Kuppe des Monte Penna fehlt darüber. Petrefacten habe ich in diesen Schichten nicht gefunden.

Schichten von Raibler Facies im Süden der Val Trompialinie.

Zug des Dosso Alto. Genau so wie in Judicarien der Kalkzug von S. Martino-Danzelino durchgehends durch eine wenig mächtige vorherrschend rothgefärbte Masse weicherer Schichten vom Hauptdolomite getrennt erscheint, ebenso schiebt sich zwischen den Wengener Riffkalk des Dosso Alto und den Hauptdolomit des Gebirges längs des unteren Caffaro und des Torrente Berga ein analoger Schichtcomplex ein. Von der nach Bagolino führenden Strasse aus sieht man unterhalb des jenseits des Caffaro liegenden Ortes Riccomassimo in der Tiefe der Caffaroschlucht, insbesondere rechts vom Torrente Riccomassimo grellroth gefärbte, weichere Gesteinsmassen sich nördlich dem senkrecht aufgerichteten oder etwas überkippten Hauptdolomite in conformer Schichtstellung anlegen, nördlich von welcher Gesteinszone ein schwacher Kalkzug folgt, unterhalb Riccomassimo durchstreichend, während der Ort selbst auf einer deutlich gegen Westen fortziehenden schwachangedeuteten Terrasse liegt, über der sich im Nordwesten graue Kalkabhänge erheben. Leider erwies sich die Caffaroschlucht an dieser Stelle gegenüber Riccomassimo als unpassirbar; man kommt wohl hinab zum Bache, aber nicht über denselben. Trotzdem blieb mir kein Zweifel, dass man es hier mit zunächst an den Hauptdolomit anschliessenden rothen Schichten von Raibler Facies gleich denen von Cologna zu thun haben müsse, denen sich gegen Norden ein Zug von Riffkalken und sodann in regelrechter Unterlagerung wohl auch die übrigen liegenderen Schichten bis zum unteren Muschelkalke hinab anschliessen werden. Liegt doch diese Gegend im directen Fortstreichen der Schichten des Val della Berga, von dem sogleich die Rede sein soll. Lepsius sagt pag. 235: „Der Caffaro hat hier im unteren Theile von Bagolino abwärts sich eingebettet in die Verwerfungsspalte zwischen dem nördlichen Buntsandsteinplateau und dem südlichen Stocke des Hauptdolomites. Jach stürzt der Esinokalk über den Muschelkalk vom Dosso Alto mit 60—70° in Südost, in prallen Wänden aufgeschlossen unter dem anliegenden Hauptdolomite. An der Verwerfung sind auf dem Quarzporphyr einige Schollen von Grödener Sandstein, Werfener Schiefern und Zellendolomit hängen geblieben. Auf dem Wege von Bagolino in's Val Riccomassimo begegnet man solchen isolirten Partien, auch einmal Muschelkalk dem Quarzporphyr aufsitzend, und unten im Tobel liegen Röthschichten, in die Verwerfung hineingezogen.“ Ich bezweifle, dass diese wenig klaren Mittheilungen in irgend Jemandem ein annähernd richtiges Bild der geologischen Verhältnisse am untersten Torr. Caffaro zu erzeugen im Stande sein können. Auch die Lepsius'sche Karte ist an dieser Stelle sehr wenig genügend, ja sie erreicht an Genauigkeit hier nicht einmal jene von Curioni.

Val della Berga ist nahezu in seiner ganzen Erstreckung an der Grenze zwischen den Wengener Riffkalken des Dosso Alto und den südlich davon liegenden Hauptdolomiten, also direct in dem uns hier zunächst beschäftigenden Niveau der Schichten von Raibler Facies eingerissen, eine Thatsache, die auf der Curioni'schen Karte sehr gut markirt ist, während Lepsius dieselbe nicht gekannt zu haben scheint. Die

Schichten von Raibler Facies des Val della Berga sind ebenfalls — wie in Judicarien — wenig mächtig und bestehen grösstentheils aus grellroth gefärbten, mergelig-schmierigen und grauen thonigen Schichten mit Einlagerungen von Kalken, werden an ihrer unteren Grenze von den Riffkalken durch die schon wiederholt erwähnten gelblichen steinmergelartigen Kalkbänke geschieden und gehen nach oben allmälig durch Wechsellagerung in den Hauptdolomit über. Es existirt nicht der mindeste Grund, an der absoluten Gleichalterigkeit dieser Schichten mit jenen oberhalb Cologna zu zweifeln. Die Aufschlüsse in diesem Niveau sind, wie es in der Natur der Sache liegt, auch hier nicht die besten. An der Stelle des mittleren Val della Berga, an welcher die Schlucht am schmälsten wird, erscheinen diese Schichten an der rechten Thalseite, sonst überall — thalaufwärts, wie thalabwärts — bleiben sie an den linksseitigen Gehängen, so dass der Bach bereits im Hauptdolomite verläuft. An manchen Stellen ist ihr Fortstreichen schon durch die grellrothe Verwitterungsfarbe der Abhänge angedeutet. Endlich scheinen sie noch oberhalb der obersten Alphütte nördlich durchzuziehen und über den Kamm in's Val Trompia hinüberzustreichen.

Weiter im Westen resp. Südwesten von dieser Stelle habe ich dasselbe Niveau aufgeschlossen gefunden an dem Fusswege, der von Presegno in's Val Trompia führt, und zwar an jenem Punkte, an welchem sich dieser Weg nahe unter dem Kamme theilt. Hier treten, wie schon erwähnt, über den Hauptdolomitmassen des oberen Val Ponticello abermals Buchensteiner Kalke und Wengener Daonellenschichten zu Tage und auch das rothe Niveau von Raibler Facies und die Steinmergelplatten in seinem Liegenden fehlen hier nicht. Die rothen Schichten streichen gegen Nordwest über den Sattel, den auch den Weg benützt, in's Val Trompia hinüber, überlagern die westliche Kalkkuppe — Riffkalk — und unterlagern die östliche Kuppe — Hauptdolomit — welch' letzterer wohl der bei Curioni und Lepsius wiederkehrende Name Corna del Mantice zukommt. In grosser Breite ziehen sie jenseits gegen Val Trompia hinab, ob sie sich aber in der auf der Karte angedeuteten Weise mit den aus Val della Berga herüberstreichenden Schichten verbinden, muss dahingestellt bleiben, da hier die grosse Querstörung des Val Ponticello durchzusetzen scheint, deren Existenz — wenigstens zwischen Dosso Alto und Corna del Mantice schon von Curioni pag. 233 seiner Geologia angedeutet wurde. Weiterhin gegen West von der zuletzt erwähnten Stelle fehlen den gegen Val Trompia gekehrten Abhängen des Doss-Altozuges, soweit sie in meinen Aufnahmsbereich fallen, die rothen Schichten wohl sicher. Erst um den Mte. Ario mögen sich dieselben vielleicht wieder einstellen.

Schichten von Raibler Facies im Gebiete des Val Sabbia.

An den Südabhängen der Pezzedakette. Die erste Andeutung vom Vorkommen eines entsprechenden Niveaus am Südabhange der Pezzedakette gibt Curioni pag. 175 seiner Geologia, wo er erwähnt, dass die Dolomite der Cornablacca (im Gegensatze zu der „*dolomia metallifera*“ des Dosso Alto) Hauptdolomit seien, da am Südabhange der Cornablacca eine Schichtgruppe vom Aussehen des „Keupers“ des Val Sabbia auftrete. Auch erwähnt er gleichzeitig, dass er im Schutte einige Myoconchen gesammelt habe; allerdings wird

nicht näher bezeichnet, ob an dieser Stelle oder etwa jenseits des Kammes an den Gehängen gegen Val Trompia.

In der That sind Schichten von Raibler Facies am Südgehänge des Pezzedazuges ebenso constant durchziehend anzutreffen, wie alle bisher behandelten älteren Niveaus. Man trifft dieses Terrain zunächst im Val Ponticello, wo es über jener Mauer von Wengener Riffkalk, die sich über den Wiesen von Presegno erhebt, eine zweite Terrasse bildet, welche insbesondere gegen Nordosten hin eine grosse Breite erreicht. Auch hier finden sich die oft hervorgehobenen steinmergelartigen Platten im Liegenden gegen die Riffkalke und darüber innerhalb der Weideflächen in Wasserrissen aufgeschlossen allenthalben die unten mehr kalkigen, oben mehr mergeligen und thonigen, in diesen Partien vorherrschend grellroth gefärbten Massen. In den kalkigen Niveaus findet man hier Bänke mit Petrefactenführung.

Ebenso deutlich ist dieses Niveau jenseits unterhalb der dem Val Dignone zugekehrten Hauptdolomit-Abstürze des Mte. Pezzeda erschlossen. Hier führt der Fussweg zwischen Ono und Val Trompia die längste Zeit hindurch beständig in diesem Niveau nach aufwärts, da sich die ganze Schichtfolge in einer eigenthümlichen Weise stark gegen Nordwesten hebt. Die Aufschlüsse sind hier nicht selten recht gute und versprechen auch an Petrefacten einiges zu liefern. Merkwürdig ist das Auftreten eines Eruptivgesteins innerhalb dieser Schichten, von welchem man an mehreren Stellen jenes Weges Aufschlüsse wahrnimmt. Es ist nach einer von Herrn C. v. John ausgeführten Untersuchung ein typischer Melaphyr. Die Vorkommnisse desselben treten keineswegs gangförmig auf, sondern scheinen vielmehr das Ausgehende einer Lagerdecke zu bilden. Weiterhin nach Westen umgibt das rothe Niveau von Raibler Facies noch, eine kleine Terrasse mit Alpenweiden bildend, von der südlichen Seite her den Gipfel des Corno di Po und zieht sodann über die Grenzen meines Aufnahmsterrains hinaus.

Schichten von Raibler Facies in der Tiefe des Val Sabbia und seiner Seitenthäler.

Im Süden ist, wie schon mehrmals hervorgehoben wurde, die ganze, in grosser Regelmässigkeit vom Hauptdolomite bis zum unteren Muschelkalke, ja vielleicht sogar bis zum Werfener Schiefer hinab aufgeschlossene Schichtfolge des Mte. Pezzeda und Corno di Po durch eine Längsstörung abgeschnitten, jenseits deren im Süden, in weit tieferer Lage, die hier in Rede stehenden Schichten in grosser Mächtigkeit abermals auftreten und eine weite Oberflächenverbreitung im mittleren und oberen Val Sabbia gewinnen, die fruchtbaren Umgebungen zahlreicher Ortschaften, insbesondere der Gemeinden Livemmo, Avenone, Ono, Lavenone, Treviso, Vestone, Nozza, Mura, Bione und Preseglie bildend. In Osten, Süden und Westen sind diese Aufschlüsse von den höheren Hauptdolomitgebirgen umringt, durch welche hindurch nur gegen Westen hin einige niedrige Einsattlungen in's Val Trompia hinüberführen, über welche auch jene rothen Schichten sich mit den gleichalterigen Ablagerungen in Verbindung setzen. Aus Nordosten tritt der Chiese in's Thalgebiet ein, den Hauptdolomit vorher durchbrechend,

und ebenso durchbricht er denselben bei seinem Austritte nach Südosten. Im Inneren sind die rothen Schichten von Raibler Facies von einigen — drei — parallelen, ellipsoidisch hervortretenden Aufbruchszonen älterer Gesteine unterbrochen, welche bereits im Vorhergehenden geschildert wurden; es sind das die Antiklinalen von Levranghe, Vestone und jene des Mte. Puneral; die mittlere derselben ist nur schwach angedeutet. Solchergestalt umgrenzt sich das Gebiet des „Keupers" des Val Sabbia, der östlichste Ausläufer einer durch nahezu die ganze lombardische Triaszone streichenden Entwicklungsweise der zunächst über dem Wengener Riffkalke (Esinokalke) liegenden Ablagerungen.

Zahlreiche treffliche Beobachtungen in diesem Gebiete verdankt man Curioni, einige Mittheilungen darüber gab neuerlich Lepsius. Die Publicationen des besten Kenners dieser Gegenden, Professor Ragazzoni in Brescia, stehen leider immer noch aus.

Curioni kennt, wie schon erwähnt wurde, keinen Muschelkalk im Val Sabbia, für ihn ist hier das tiefstaufgeschlossene Glied „erzführender Kalk", als welchen er die ganze Masse des Mte. Puneral einzeichnet, im offenbaren Widerspruche mit seinen eigenen Beobachtungen, da er ja im Texte die Kalke zwischen Ponte da Ré und Nozza für Raibler Schichten erklärt. Es ist Curioni übrigens keineswegs entgangen, dass auch im Val Tovere und im Val Dignone unter den rothen Schichten tiefere Niveaus zum Vorschein kommen, er erwähnt das pag. 208 aber nur ganz nebenbei und macht keinen Gebrauch davon bei seinen Einzeichnungen. Ebenso hat er constatirt, dass die südlich der Bruchlinie von Ono-Livemmo in tieferem Niveau erscheinenden rothen Schichten über den Sattel von Lavino und Toja in das Val Marmentino fortsetzen (pag. 180); leider berücksichtigt er aber auch diese Beobachtungen nicht bei der Construction seiner Karte, zieht vielmehr den Hauptdolomit des Corno di Po gegen die Kette des Corno di Sabbio und Savalle hinüber und erhält dergestalt eine Hauptdolomitkette, die nicht existirt.

Die besten Aufschlüsse der Grenzschichten zwischen dem hier zu besprechenden Horizonte der Schichten von Raibler Facies und dem unterlagernden Riffkalke (erzführenden Kalke), die ich im Val Sabbia gesehen habe, liegen in der Umgebung von Vestone, und zwar bei Nozza und im Val Dignone.

Den Aufschluss von Nozza hat schon Lepsius besucht (p. 92); er liegt am rechten Ufer des Torrente Nozza einige Schritte oberhalb dessen Einmündung in den Chiese und oberhalb des Ortes Nozza. Die hellen Wengener Riffkalke von Nozza (deren schon Curioni als „*Dolomia metallifera*" erwähnt und welche Lepsius unmöglich übersehen haben kann, obschon er kein Wort davon sagt) fallen hier steil in Nordwest und sind zunächst überlagert von grauen mergeligen Schichten mit Kalkzwischenlagen und Kalkknollen von grauer Farbe; erst höher stellen sich die rothgefärbten, sandigen, mergeligen und tuffigen Massen ein. Die Kalke sind überfüllt mit Petrefacten, ähnlich wie bei Cologna, doch habe ich hier nichts besser Erhaltenes gefunden, vielleicht wegen zu geringen Zeitaufwandes. Lepsius erwähnt von hier des Vorkommens zahlreicher Gastropoden, *Turbo*, *Natica* etc., daneben *Trachyceras*formen und Pflanzenreste, doch scheint, nach diesen Anga-

ben zu schliessen, auch seine Ausbeute an gut erhaltenen und bestimmbaren Arten nicht die reichste gewesen zu sein. Höher folgen nun die rothen, sandigen, conglomeratischen, mergeligen und tuffigen Massen, abwechselnd mit gelblich-grauen und grünlichen splitternden Mergelschiefern, hie und da auch von Eruptivgesteinen durchsetzt oder Einlagerungen solcher enthaltend, deren schon Curioni von Nozza und Sardello (pag. 208) erwähnt. Er schreibt die starke Störung und Aufrichtung der Bänke, die man zwischen Sardello und Vestone und weiterhin gegen Treviso allenthalben beobachtet, dem Einflusse dieser Eruptivgesteine zu. Thatsächlich entspricht jedoch die hier herrschende steile Schichtstellung den wiederholten Faltungen, deren insbesondere aus den Aufschlüssen des Val Dignone schon mehrmals gedacht wurde und welche das Auftauchen älterer Ablagerungen unter der rothen Decke zur Folge haben. Eine solche Welle — zunächst nördlich vom Puneralzuge — dürfte in der Richtung Sardello Vestone San-Liberale verlaufen, denn in dieser Erstreckung liegen einzelne Kalkpartien, die der gesprengten Masse des Wengener Riffkalks zuzugehören scheinen. Ihre Schichtstellung ist eine sehr steile und unterhalb des nördlichen Flügels derselben erscheinen oberhalb Vestone am Ausgange des Dignonethals wohl auch Wengener Daonellenschichten. Auch weiterhin an dem gegen San Liberale hinaufziehenden Rücken dürften solche noch aufzufinden sein. Nicht nur Schichtstellung und Lagerung, sowie Gesteinsbeschaffenheit sprechen für eine solche Deutung, sondern auch der Umstand, dass in der Linie Sardello Vestone San-Liberale abermals kalkige Schichten erscheinen, welche Petrefacten von Raibler Habitus führen, wie sie hier gewöhnlich an der Basis der rothen Massen gegen den Riffkalk (vergl. Cologna und Nozza) aufzutreten pflegen. Curioni schon nennt von Sardello (pag. 208) *Gervillia bipartita* und Pflanzenreste, welche hier bei Gelegenheit von Versuchsarbeiten auf Kupfererze gefunden worden sind. Nordwestlich bei Sardello (oberhalb Nozza) kommt ein Graben herab, an dessen Ausgange am Fusse des Abhanges zahlreiche Bänke schwarzen schieferigen Mergelkalkes angerissen sind, welche zum Theil von Petrefacten erfüllt werden. Leider sind dieselben hier nicht mit Schale erhalten. Die Hohldrücke zeigen oft einen schwachen Malachitbeschlag, *Modiolen* oder *Mytili* herrschen hier vor, was lebhaft an die Schichten von Cologna mahnt; daneben liegen einzelne Steinkerne, die an *Corbis Mellingii v. Hauer* erinnern, ohne aber dass es bei dem herrschenden Erhaltungszustande möglich wäre, sie damit zu identificiren. Weiterhin im Fortstreichen dieses Zuges citirt Lepsius pag. 92 nach Curioni das Vorkommen von *Gervillia bipartita* und *Cardita spec.* von oberhalb des Convento di Vestone. Noch weiter nach Osten verläuft der Weg, welcher nach Treviso hinaufführt, offenbar eine Strecke weit in diesen Grenzschichten, schneidet zum Theil wohl auch in die nächsttieferen, hier jedenfalls äusserst reducirten Riffkalke, die, wie ich glaube, in einer eng zusammengepressten Welle hier auftauchen, ein. Die Schichtstellung ist am Anstiege dieses Weges nahezu allenthalben eine senkrechte, wie jene der Kalkbänke östlich jenseits des Chiese bei Vestone, die ich für Riffkalk angesprochen habe. Ueber San Liberale hinaus, in welcher Gegend die Welle ihr Ende zu erreichen scheint, legen sich die Schichten all-

mälig flacher und nehmen ein Fallen nach Nordost an, gegen den Hauptdolomit oberhalb Treviso gerichtet. Zwischen Vestone und San Liberale stösst man hie und da auf die grauen petrefactenführenden Kalke von Nozza, in welchen nahe vor San Liberale unter anderen schlecht erhaltenen Petrefacten ein Exemplar von

Gervillia bipartita Mer.

sich fand, welches sehr gut übereinstimmt mit Stücken von der bekannten Localität der Raibler Schichten, Casa del Busso bei Esino. Daneben lag eine *Myoconcha*-artige Bivalve, ähnlich der von Cologna angeführten. Auch hier — wie bei Sardello — sind die Schichtflächen und Risse der grauen Mergelkalke stellenweise mit Malachit bekleidet. Im Hangenden der gesammten rothen Massen, nahe unter dem Hauptdolomite, findet sich hier Gyps, sowohl an dem von Idro heraufkommenden Wege, als auch zwischen Trebbio und Treviso di sopra aufgeschlossen. Curioni (pag. 209) kennt auch dieses Vorkommen, das sich nach seinen Angaben bis gegen Lemprato am Lago d'Idro erstreckt.

Nördlich von der oben besprochenen, wenig scharf gekennzeichneten Terrainwelle von Sardello Vestone San-Liberale liegt das nur mehr von der Antiklinale von Levranghe unterbrochene Hauptverbreitungsgebiet der rothen Schichten des Val Sabbia, welche sich im Norden bis an den — in Folge eines Längsbruches — darüber sich erhebenden Muschelkalk der Pezzedakette erstrecken, im Osten um den Ausfluss des Idrosees scheinbar regelmässig vom Hauptdolomit überlagert werden, jenseits des unteren Val Ponticello aber ebenfalls mit Querbruch an den Hauptdolomit des Mte. Serclere anstossen; im Westen liegt regelmässig darüber der Hauptdolomit des Corno di Savalle, südlich von welchem sich das rothe Terrain über den Sattel von Comero und Lodrino in das Val Trompia hinüberzieht. Innerhalb dieser nördlichen Ausbreitung der rothen Schichten im Val Sabbia taucht die schon oft erwähnte Antiklinale von Levranghe hervor, deren Riffkalke sich einerseits bis gegen Lavenone, anderseits über Belprato in die Tiefe des Val Tovere erstrecken. Die Schichtstellung im nördlichen Flügel dieser Welle ist eine flachere, im südlichen Flügel dagegen eine völlig senkrechte, zum mindesten in der Mitte der Längserstreckung dieses Flügels, also vorzüglich in den Aufschlüssen des Val Dignone.

Dem entsprechend sind auch die hangendsten Schichten, also die rothen Schichten von Raibler Facies im unteren Val Dignone nahezu durchaus senkrecht aufgerichtet und eine analoge Schichtstellung beobachtet man zwischen Vestone und der Kapelle S. Bernardo vor Belprato, und zwar fallen die Schichten des Abhangs oberhalb Vestone-Sardello zunächst steil Nordwest, stellen sich aber gegen S. Bernardo völlig senkrecht, entsprechend den Beobachtungen in der Tiefe des Val Dignone. Zwischen S. Bernardo und Belprato legen sich die Schichten des südlichen Flügels allmälig flacher und zwischen Belprato und „I morti di Barbaino" beobachtet man ganz deutlich den Uebergang aus der steilen Stellung des Südflügels durch flacheres Südwest- und Westfallen in das Nordwestfallen des Nordflügels. Auch zwischen S. Bernardo und Belprato erscheinen im Liegenden der rothen Schichten gegen den Riffkalk die fossilführenden Bänke (Kalke und Mergelkalke) von Nozza

wieder. Wie bei Cologna treten auch hier Fischzähnchen in ihnen auf. Zwischen Belprato und „I morti di Barbaino" ist das rothe Niveau vom linksseitigen Gehänge des Val Tovere abgewaschen und zieht am rechtseitigen Abhange unter dem Hauptdolomite des Corno di Savalle über Mura durch Val delle Fratte gegen Navono, von wo aus es einerseits unter den südlich liegenden Hauptdolomiten sich durchschlingend in's Val Marmentino übertritt, andererseits über Livemmo und den Sattel von La Santa gegen Avenone und Ono fortstreichend das Hangendste der Welle von Levranghe bildet und schliesslich über die Höhen von La Era gegen Lavenone durchziehend, sich hier abermals mit dem Südflügel vereinigt und so den Aufbruch älterer Schichten von Levranghe allseitig vollkommen umgibt.

In ganz ähnlicher Weise erstreckt sich das Niveau der rothen Schichten von Raibler Facies um die ältere Masse des Mte. Puneral, einerseits von Treviso über den Sattel zwischen Mte. Besumé und Mte. Gallo gegen Arviaco hinüberziehend, andererseits von Val Nozza durch Val Memmo gegen Bione und Agnosine sich erstreckend und südlich vom Aufbruche des Mte. Puneral die fruchtbare Hügellandschaft von Preseglie-Barghe zusammensetzend, jenseits der bei Sabbio Chiese einmündenden Bäche Trinolo und Brenda vom Hauptdolomit überlagert. Auch im Westen des Val Sabbia liegen in den hangendsten Schichten der rothen Massen Gypse und Anhydrite, so bei Comero und Mura im Südosten und bei Toja im Norden unterhalb der Hauptdolomitkette des Corno di Sabbia und Corno di Savalle (vergl. Curioni's Geologia pag. 180 und pag. 183).

In den südlichen Grenzdistricten gegen den Hauptdolomit ist hie und da, insbesondere bei Forno d'Odolo und längs des ganzen rechten Ufers des unteren Torr. Brenda die Wechsellagerung der hangendsten rothen Schichten mit den liegendsten Bänken des Hauptdolomits schön aufgeschlossen zu finden. Von der offenbar innerhalb der rothen Massen von Raibler Facies auftretenden, wahrscheinlich strom- oder lagerförmigen Eruptivmasse habe ich bei den wenigen Excursionen, die ich dortselbst machte, kein frisches, anstehendes Gestein gefunden; an der Strasse zwischen Barghe und Sabbio Chiese sah ich nur Tuffe. Lepsius beschreibt das Gestein von Preseglie, pag. 186, als Porphyrit. Wie schon oben erwähnt, stecken in diesem Niveau auch schon weiter im Norden, unterhalb des Mte. Pezzeda Einlagerungen von melaphyrartigen Eruptivgesteinen und das Auftreten von Porphyriten an einer, von Melaphyren an anderen Stellen dieses Horizontes würde ein Seitenstück zu dem Zusammenvorkommen von Melaphyr- und Porphyritgesteinen im Gebiete von Recoaro und Schio bilden. Die mächtigere Anhäufung von tuffigen Materialien im Süden des Val Sabbia gegenüber der geringen Mächtigkeit dieser Schichtgruppe am Mte. Pezzeda, Dosso Alto und in Judicarien steht wohl ebenfalls im Zusammenhange mit dem Auftreten wirklicher Eruptivgesteine in dem südlicheren Verbreitungsbezirke dieser Schichten.

An der unteren Grenze der rothen Schichten des Val Sabbia gegen die liegenden Riffkalke beobachtet man auch hie und da, beispielsweise am Mte. Besumé ober Arviaco die schon von Por bei Pieve di Buono erwähnten groboolithischen, rothgefärbten Kalke, die vielleicht

noch dem Niveau des Riffkalkes selbst zuzuzählen sind. Bemerkenswerth sind auch die hie und da in den tieferen rothgefärbten Bänken der Schichten von Raibler Facies auftretenden Conglomerate mit Rollstücken der Esinokalke oder Riffkalke. Die besten und zusammenhängendsten Aufschlüsse in diesen höheren rothen Schichten des uns hier beschäftigenden Niveaus liegen wohl an der Strasse des Val Nozza oberhalb des gleichnamigen Ortes.

Es erübrigt hier nur noch, auf die Angaben Curioni's, p. 209 ff., hinzuweisen, insbesondere auf die Mittheilungen, welche er über einen Durchschnitt über die Höhen des Mte. Puneral zwischen Vestone und Barghe macht, welche Mittheilungen ich leider mit meinen eigenen Beobachtungen durchaus nicht in vollständigen Einklang zu bringen vermag. Beim Abstiege von den Höhen des Mte. Puneral gegen Barghe beobachtete Curioni in der Umgebung des Roccolo Girelli schwarzgraue Kalke, in denen er Encrinitenstielglieder, Terebrateln, Myoconchen, Corbis, *Gervillia bipartita*, *Avicula speciosa* und andere Fossilien fand. Er bringt diese Kalke in Zusammenhang mit den Kalken der Steinbrüche von Ponte da Ré in der Tiefe des Chiesethals, von denen ich oben gezeigt zu haben glaube, dass sie dem unteren Muschelkalke zufallen. Liegt nun eine Verkennung der Fossilien von Seite Curioni's vor? Oder findet sich hier auf der Höhe des Mte. Puneral vielleicht wirklich noch ein Fetzen der *Gervillia bipartita*-Schichten? Die letztere Möglichkeit ist deshalb wohl als nicht ganz ausgeschlossen zu betrachten, weil Curioni auch „metallführenden Kalk" von der Höhe des Mte. Puneral erwähnt. Dass Curioni übrigens die Lagerungsverhältnisse am Mte. Puneral gänzlich missdeutet hat, geht, wie bereits oben bemerkt wurde, schon daraus hervor, dass er einerseits den Kalk von S. Gottardo für „*dolomia metallifera*" erklärt, weil er von den „Gervilliaschichten" von Ponte da Ré überlagert werde, andererseits aber diese Schichten bis Nozza fortsetzen und hier von den rothen Schichten überdeckt sein lässt, ohne gelegentlich dieser Angabe des Kalkzugs von Nozza zu gedenken, der concordant über jenen Kalken von Ponte da Ré liegt und von ihm selbst kurz vorher ebenfalls als „*dolomia metallifera*" erklärt wurde. Dass Lepsius den Curioni'schen Angaben vollkommen beipflichtete und ebenfalls mit dem Kalkzuge von Nozza nichts anzufangen wusste, wurde desgleichen erwähnt. Die senkrechte, zum Theil vielleicht überkippte Lagerung im Südflügel der Puneralwölbung führte Curioni weiterhin zu der Annahme, dass die rothen Schichten von Barghe unter dem erzführenden Kalke von San Gottardo liegen müssen, während dieselben Schichten bei Forno d'Odolo als unter dem Hauptdolomite liegend, beobachtet wurden. Curioni kommt in der weiteren Verfolgung dieser Schwierigkeiten zu der Annahme, dass zwei rothe sandige und in Verbindung mit Eruptivgesteinen auftretende Niveaus im Val Sabbia existiren, eines unter dem metallführenden Kalke und ein zweites unter dem Hauptdolomite. Und darin hat er schliesslich nicht ganz Unrecht, denn, wenn ich seine Angaben über den Weg von Vestone zur Höhe des Mte. Puneral recht zu deuten im Stande bin, handelt es sich hier um nachstehende Schichtfolge: Eruptivgesteine mit Conglomeraten und Sandsteinen von geringer Entwicklung, darüber heller Kalk mit Spuren von Galmei, darüber dunkler

Kalk mit *Gervillia bipartita*, also ganz evident eine Fortsetzung der Schichtfolge in der nächsten Nähe von Nozza am Chiese, wonach jene drei Glieder als Eruptivgestein der Wengener Daonellenschichten — erzführender Riffkalk von Nozza — petrefactenführende untere Kalke der rothen Val Sabbia-Schichten zu deuten wären. Der Fehler bei Curioni's Darstellung würde dann nur mehr darin liegen, dass er an der Südseite des Mte. Puneral in Folge der gestörten Schichtstellung das rothe Niveau bei Barghe, welches den Hangendschichten des erzführenden Kalkes von Nozza entspricht, für dessen Liegendschichten genommen hat und so ganz nothwendig zu dem Widerspruche gelangte, dass dieselben rothen Schichten von Barghe-Preseglie-Odolo im Norden vom erzführenden Kalke, im Süden dagegen vom Hauptdolomite überlagert werden. Auch pag. 223 bei Curioni zeigt, dass er zwar eine Reihe von Beobachtungen über das Vorkommen der Eruptivgesteine innerhalb der jüngeren Trias gemacht hatte, aber nicht im Stande war, deren Niveaus mit hinreichender Schärfe zu präcisiren. Er unterscheidet hier Porphyre, die in Begleitung von Conglomeraten und Sandsteinen, aber ohne die „*argille variocolori*", wechsellagernden Dolomite und Gypse der *Gervillia bipartita*-Schichten auftreten, von solchen, welche jünger sind und mit dem Niveau der *Gervillia bipartita*-Schichten in Verbindung stehen. In der Umgebung von Barghe scheinen nun beide Eruptivniveaus vorhanden zu sein, das ältere, welches den Wengener Daonellenschiefern und doleritischen Sandsteinen angehört, und das jüngere, welches den oberen, vorherrschend roth gefärbten, hier als Schichten von Raibler Facies ausgeschiedenen Ablagerungen entsprechen würde.

Hauptdolomit.

Während westlich der Judicarienlinie der Hauptdolomit auf die kleine Kuppe des Mte. Penna im Zuge des Cornovecchio beschränkt bleibt, besitzt derselbe östlich der Judicarien- und südlich der Val Trompialinie eine ausserordentlich grosse Oberflächenverbreitung und eine ganz erstaunliche Mächtigkeit. In der Gaverdinagruppe zwar ist sein Auftreten noch ein verhältnissmässig wenig ausgedehntes und nur am Westgehänge derselben erscheint er hier in voller Mächtigkeit. Südlich des Ledrothales dagegen setzt er nahezu für sich allein die Gebirge zwischen dem Garda- und dem Idrosee zusammen, als deren Centrum die Cima della Guardia gelten kann, bildet weiterhin die Oberfläche des Val Vestino und die Umgebungen des Val Toscolano, zieht sich entsprechend den tiefere Schichten blosslegenden Aufschlüssen des Val Sabbia sodann in eine engere Zone zusammen, welche in der Linie Sabbio-Pavone-Clibbio vom Chiese durchschnitten wird und erlangt westlich des Val Sabbia an den Grenzscheiden gegen das untere Val Trompia abermals eine bedeutendere Horizontalausbreitung. Westlich des Idrosees wird die im Mte. Serclere gipfelnde Gebirgspartie ebenfalls nahezu ausschliesslich vom Hauptdolomit zusammengesetzt, welcher gegen Val Ponticello in einem Querbruche an ältere triadische Ablagerungen anstösst, so dass der Gipfelzug des Mte. Pezzeda und Corno di Po tektonisch genommen nicht die Fortsetzung der Sercleremasse bildet,

obschon auch dessen grösste Erhebungen noch von Hauptdolomit gebildet werden. Das sind in kurzen Zügen dargestellt die Hauptverbreitungsbezirke des Hauptdolomits in dem von mir begangenen Terrain.

Hauptdolomit in der Gaverdinagruppe. Der Hauptdolomit, welcher zwischen Bondo und Tione in sehr schiefer Richtung auf das Streichen vom Arnobache durchrissen wird, erscheint als die directe südliche Fortsetzung des am Westabhange der Cima Tosa-Gruppe verbreiteten Hauptdolomites, der nördlich von Tione noch die Abhänge des Mte. Amolo zusammensetzt. Die Breite des Hauptdolomitzuges südlich bei Tione ist keine allzugrosse und es erscheint derselbe nahezu auf die tiefsten Gehänge beiderseits des Thaleinschnittes beschränkt. Im Westen reicht er bis zu dem Fusse des Mte. Gajola bei Bondo und wird schon halbwegs zwischen Bondo und Roncone von dem nächstliegenderen Niveau der Schichten von Raibler Facies abgelöst, so dass er von da an weit nach Süden nirgends mehr an der westlichen Seite des Hauptthales auftritt. Erst bei Lodrone unterhalb Storo erscheint auch an der rechten Seite des Chiesethales der Hauptdolomit wieder. Oestlich des Unterlaufes des Torr. Arno steigt der Hauptdolomit schon in der Nähe von Breguzzo an den Gehängen an und hält sich andauernd in dieser Höhe, indem er mit seinen oberen Bänken weiterhin den Mte. Maima (1701 Meter), den mit der Höhenangabe von 1630 Meter bezeichneten Ausläufer des Mte. Caubianc, den Mte. Flesch (1491 Meter) und andere Gipfel bildet und solchergestalt bis oberhalb Cologna und San Martino anhält; erst von Plubega an gegen Süden erscheint er in einem tieferen Niveau an den östlichen Gehängen des Chiesethals und hält hier an bis in die Nähe der Capelle San Lorenzo südöstlich gegenüber von Condino. Hier läuft eine bedeutende Störungslinie zwischen dem Gaverdinakamme und der Masse der Roccapagana durch, die ganz verschieden gelagerte Gebirgsglieder von einander scheidet. Von Tione angefangen bis Condino stehen die Schichten des Hauptdolomites an der Westflanke des Gaverdinazuges vollkommen senkrecht aufgerichtet oder sind selbst etwas überkippt, ganz entsprechend der Lagerung der bisher besprochenen älteren triassischen Schichten, die in ihrem Liegenden zwischen Cologna und Tione auftreten. Der Gegenflügel dieses Hauptdolomitzugs kommt nur am nördlichen Ende des Gaverdinagebirges zum Vorschein, und zwar in der Tiefe der Abhänge des Mte. Sera und am Fusse des Mte. Cogorna zu beiden Seiten des Val Marza. Der Hauptdolomit fällt hier ziemlich flach nach Nordwest ein. Südlicher verschwinden diese Dolomite an den Gehängen des Gaverdinahauptzuges, da hier jüngere Ablagerungen anderer Gebirgsschollen längs Bruchlinien an diesen Zug sich anlegen.

Derselbe Querbruch, welcher zwischen Plubega und Condino die Hauptdolomite der Cadriakette gegen das Chiesethal vordrängt und die liegenderen Partien derselben nebst sämmtlichen älteren Ablagerungen von S. Martino thalabwärts verschwinden macht, lässt im Val de Concei, nördlich von Lenzumo in der nächst östlich liegenden Gebirgsscholle (die durch die Höhen des Mte. Toffin, Mte. Midelar, Mte. Meris und Mte. Viesch repräsentirt wird), ältere Schichten bis zum Hauptdolomit

inclusive erscheinen. Dieser Hauptdolomitpartie gehört zunächst an am linken Gehänge des Val Concei ein Keil von Hauptdolomit zwischen dem Graben, in dem der Weg zur Bocca di Tratt führt und dem nächst nördlich gelegenen, ebenfalls theilweise an der Bocca di Tratt seinen Ursprung nehmenden Val Sorda; ihre Fortsetzung findet diese Dolomitpartie am rechten Gehänge des Val di Concei zu beiden Seiten des Ausganges eines vom Mte. Cadria herabkommenden Seitenthals, das von den Umwohnern bald Val di Molini, bald Val Viesch genannt wird; von da an setzt der Hauptdolomit fort über den Kamm in südöstlicher Richtung bis in das nächstgelegene, zwischen Bezzecca und Tiarno di sotto in's Ledrothal ausmündende Seitenthal, welches auf der Karte ebenfalls den Namen Val di Molini trägt und unter dieser Bezeichnung bereits von Nelson Dale und Lepsius angeführt worden ist. Im Nordwesten wird diese Hauptdolomitpartie, soweit sie nicht an den erwähnten Querbruch stösst, regelmässig von jüngeren Bildungen überlagert, im Südosten dagegen stösst sie in einer abermaligen Bruchlinie zusammen mit einer dritten Gebirgsscholle, welcher die Hauptmasse des Gebirges zwischen Riva, Ledro und Ballino zufällt und die in unmittelbarem tektonischem Zusammenhange — (welcher nur durch das Auswaschungsthal des Ponale unterbrochen ist) — steht mit dem südlicheren Hauptdolomitgebiete zwischen dem Garda- und Idrosee. In dem der Gaverdinagruppe zufallenden Antheile dieser dritten Scholle erscheint Hauptdolomit nur in beschränkter Verbreitung am Fusse des Mte. Pari in der Erstreckung von Locca über Pieve di Ledro, Mezzolago und Molini bis Barcesina. Diesem Aufschlusse entspricht jenseits des Ledrothals das Hauptdolomitgehänge zu beiden Seiten des Assat di Peor auf das vollkommenste, aber während in der Gaverdinagruppe (Mte. Pari) der Hauptdolomit nur eine geringe Strecke weit unter der auflastenden Masse der jüngeren Formationen zum Aufschlusse gelangt, findet südlich des Ledro-Einschnittes das Gegentheil statt, d. h. es liegen auf weite Strecken hin die Hauptdolomite bloss und nur mehr einzelne Lappen jüngerer Gebilde ruhen, insbesondere gegen den der mittleren Scholle des Gaverdinagebirges zugekehrten Bruchrand, auf ihnen.

Hauptdolomit südlich von Val Ledro. Von dem als orographisch ziemlich einheitliche Kette zwischen Tione und Storo hinziehenden Hauptkamme der Gaverdinagruppe wird durch eine gegen Westsüdwest verlaufende Querstörung (in der Richtung Torrente Sache-San-Lorenzo bei Cordino) der südlichste Abschnitt, die Roccapagana, abgetrennt. Sie ist nur durch das Erosionsthal des Torrente Palosco (Val Ampola) von der Guardia-Laninogruppe getrennt, und gehört tektonisch wohl noch zu dieser, zum Theil vielleicht aber auch als südlichste Fortsetzung zur mittleren Scholle des Gaverdinastockes, zu jener des Mte. Toffin und Mte. Viesch. Die Lagerung der Hauptdolomitmassen ist südlich von jener Linie Tiarno-San-Lorenzo im Allgemeinen eine weit flachere, als in den Westgehängen der Gaverdinamasse. Die Begrenzung des ausgedehnten hier sich einstellenden Hauptdolomitterrains gibt im Westen die Judicarienlinie von Condino bis zum Idrosee und dieser See selbst bis Idro hinab, wo unter dem Hauptdolomite bereits die rothen Schichten des Val Sabbia aufzutauchen

beginnen; weiterhin bezeichnen die Ortschaften: Treviso, Arviaco, Sabbio Chiese, Agnosine und Bione die liegende Grenze des zusammenhängenden Hauptdolomitgebiets; dann schneidet die Längseintiefung des Lodrino- und Nozzathals den Hauptdolomit durch bis auf seine Unterlage und trennt von der südlichen Hauptmasse die hohe isolirte Kette des Corno di Sabbia und Corno di Savalle. Jenseits des Lago d'Idro liegt ein Hauptdolomitgebiet von nahezu dreieckiger Form, welches nur in beschränktem Sinne als Fortsetzung des Gebietes östlich vom See gelten kann, da der Einfluss der verschiedenartigen tektonischen Gestaltung zu beiden Seiten der Judicarienlinie sich auch noch dies- und jenseits des Sees geltend macht, zum mindesten noch im Norden von Anfo scharf genug hervortritt, während er von da gegen das südliche Ende des Sees sich allerdings allmälig verliert. Im Westen wird dieses Gebiet des Mte. Serclere ebenfalls von einer Bruchlinie begrenzt, jener des Val Ponticello und auch im Norden stösst nahe der Judicarienspalte der Hauptdolomit, wie es scheint, direct an die hier abzweigende Valtrompialinie an, wird aber westlicher, von Riccomassimo an durch das Val della Berga, regelmässig von den älteren triassischen Bildungen unterlagert. Die orographisch die Fortsetzung des Mte. Serclere-Stockes bildende Kette des Mte. Pezzeda und Corno di Po ist sowohl gegen Osten durch die Ponticellobruchlinie vom Serclere als auch im Norden durch eine Längsstörung von der Westfortsetzung des eigentlichen Dosso Alto-Kammes geschieden, bildet somit tektonisch genommen eine Scholle für sich, in welcher der Hauptdolomit kaum weit gegen Westen vom Gipfel des Corno di Po erhalten sein dürfte, jedenfalls aber nicht im Zusammenhange steht mit dem Hauptdolomit der Kette des Corno di Sabbia, wie dies Curioni's Karte im Widerspruche mit dessen eigenen Beobachtungen anzeigt. Sind die zwischen Dosso Alto und Mte. Pezzeda gemachten, allerdings etwas dürftigen Beobachtungen richtig gedeutet worden, so dürfte endlich auch noch die als Hauptdolomit eingezeichnete Gipfelmasse des Corno del Mantice als einer sowohl von der Scholle des Mte. Serclere, als auch von jener des Mte. Pezzeda verschiedenen Scholle angehörend aufzufassen sein, jener des eigentlichen Dosso Altozuges nämlich oder doch seiner unmittelbaren Fortsetzung gegen Westsüdwesten.

Schwieriger als die Liegendgrenze des Hauptdolomites ist dessen Hangendgrenze gegen Osten, Südosten und Süden mit kurzen Worten näher zu bezeichnen. Am Gardasee taucht als Hauptdolomit mit Sicherheit anzusprechendes Gestein erst südlich vom Ponale auf und bildet von da an bis südlich von Limone die Ufer des Sees. An dieser Stelle beginnt sich eine Scholle jüngerer Bildungen den Hauptdolomitbergen vorzulegen und stösst mit grösstentheils gegen den Hauptdolomit gerichtetem Einfallen in einer vielfach aus- und einspringenden unregelmässigen Linie am Hauptdolomite ab. Da das hangende Glied dieser jüngeren Massen fast durchwegs von mächtig entwickelter Scaglia gebildet wird, so erscheint der Contrast der weicheren, grellroth gefärbten, tieferliegenden östlichen Gebiete gegen die wüsten, felsigen, weissen Dolomitberge, die sich im Westen darüber erheben, allenthalben als ein ausserordentlich scharfer. Das Gebiet der Gemeinden von Tremosine, Tignale und Gargnano, sowie der weit landeinwärts

liegenden Ortschaft Costa sammt dem ganzen Laufe des Val Vione gehört dieser äusseren Zone jüngerer Bildungen an. Höchst merkwürdig sind die in dieses jüngere Gebiet sich vorschiebenden, allseitig von tiefer liegenden, scheinbar unter sie einfallenden Scagliamassen umlagerten Hauptdolomitrücken zwischen Priezzo und Sermerio bei Tremosine, sowie der Höhenzug des Mte. Asino und Dosso Piemp im Gebiete von Tignale. Diese ungleichmässige Begrenzung des Hauptdolomitterrains hält an bis zum Torrente Toscolano. Jenseits desselben folgen über den nach aussen fallenden Hauptdolomiten nunmehr in regelmässiger Ueberlagerung die rhätischen und liassischen Gebilde; dieser regelmässig gelagerten Partie fällt auch schon der links vom Torr. Toscolano bleibende Mte. Castello sammt seiner Aussenzone zu. Der an dieser Stelle durchlaufende Querbruch, welcher sich weiterhin gegen Nordwest im Hauptdolomite des Toscolanogebietes zu verlieren scheint, ist schon vom See aus sehr auffallend wahrnehmbar. Von dieser Stelle an herrscht, wie gesagt, regelmässige Lagerung längs des Val di Campei durch Val Degagna und Val Sabbia und im Westen von letzterem ist durch die bekannten Rhätlocalitäten Vallio, Caino und Lumezzane die südliche Begrenzung des Hauptdolomitterrains gegeben.

Das solchergestalt begrenzte Hauptdolomitterrain zwischen dem Garda- und Idrosee und in der Umgebung des Val Sabbia ist — abgesehen von einigen in seinen nördlichen Gebieten auftretenden jüngeren Schollen fast ganz frei von jüngeren Ueberlagerungen und stellt sich da, wo es seine grösste Breite erreicht, dar als ein überaus wüstes, von gewaltigen, steilwandigen Felsschluchten durchfurchtes, äusserst wenig bewohntes, weil zum Theile auch wasserarmes Gebiet, durch dessen Mitte die österreichisch-italienische Grenzlinie verläuft.

Während der Hauptdolomit der nördlicheren Gebietsantheile, also speciell der Gaverdinagruppe ein helles, gleichmässig geschichtetes, sehr petrefactenarmes Gestein ist, erweist sich die Hauptmasse desselben weiter im Süden als vorherrschend lichtgrau, oft auch ziemlich dunkel gefärbtes, sehr bituminöses, von organischen Substanzen imprägnirtes, insbesondere in seinen höheren Partien weithin riesenoolithisch, sinterig oder sogar breccienartig ausgebildetes, streckenweise von Petrefacten überfülltes, förmliche Lumachellen enthaltendes Gestein. So ist es, besonders von Storo angefangen, gegen Süden der Fall.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomites im begangenen Gebiete ist als eine geradezu riesige zu bezeichnen. Lepsius berechnet dieselbe auf circa 2000 Fuss; das dürfte indessen weit unter der Wirklichkeit zurückbleiben. Am Westgehänge der Cadriakette erlaubt die vollkommen senkrechte Stellung sämmtlicher Schichten eine annähernd genaue Abschätzung der einzelnen Mächtigkeiten, jene des Hauptdolomits würde hier für die meisten Punkte wohl mindestens 4000′ betragen und doch scheint es mir, als ob der Hauptdolomit der Guardia-Laninogruppe, beispielsweise in dem endlosen Anstiege des Val Bondo oberhalb Tremosine, wo Schicht über Schicht regelmässig folgt und von Störungen nirgends eine Spur sich zeigt, noch weit mächtiger sein müsse. Und dabei ist zu beachten, dass hier noch nicht einmal die untere Grenze des Hauptdolomits erreicht ist. Auch südlich des Torrente Caffaro, wo der Hauptdolomit ebenfalls bei nahezu senkrechter Stellung in seiner

vollen Mächtigkeit aufgeschlossen ist, dürfte dieselbe weit über 3000′ betragen.

Eigenthümlich ist der Umstand, dass in dem Gebiete südlich von Ledro innerhalb des Hauptdolomites dunkelgefärbte, sehr bitumenreiche Partien sich einstellen, die aus der Hauptmasse bald durch allmäligen Uebergang sich entwickeln, bald aber auch sehr unvermittelt aufzutreten pflegen und dann in Folge ihrer verschiedenen Verwitterbarkeit oft Anlass zu von denen des Hauptdolomits sehr abweichenden Terrainformen zu geben pflegen. Ich habe lange Zeit hindurch geglaubt, es würden sich diese Partien auch auf der Karte ausscheiden lassen, es hat sich das aber schliesslich als nahezu unmöglich — wenigstens bei der mir zu Gebote gestandenen Zeit — herausgestellt und ich muss mich daher darauf beschränken, die Hauptverbreitung dieser Einlagerungen anzugeben. Schon Gümbel („Streifzug durch die Bergamasker Alpen", pag. 170) erwähnt dieser Einlagerungen, die zum Theil mit dünnschieferigen bis blätterigen Zwischenlagen in Verbindung stehen und er vergleicht die speciell am Ausgange des Val Ampola bei Storo auftretenden intensiv schwarzen schieferigen Kalke in Folge des häufigen Auftretens von Fischschuppen in ihnen mit den Asphaltschiefern von Seefeld in Nordtirol, hebt aber ebenfalls hervor, dass dieselben so innig mit dem Hauptdolomite verbunden seien, dass sie ebenso wenig wie jene Asphaltschiefer der Nordalpen von den Dolomiten strenge geschieden werden können. Man findet diese Gesteine oberhalb Storo im Val Ampola zur linken Seite unterhalb des Dosso del Vent, rechterseits aber in der von Alpenwiesen eingenommenen, felsenfreien Partie des Abhangs, an welcher die Hütten Mursul, Paghera u. a. stehen. Die Lagerung ist hier, wie überhaupt nächst des Ausganges des Val Ampola, eine sehr unregelmässige. Während die Gehänge des Dosso del Vent horizontale Schichtstreifung zeigen, analog der ganzen Umgebung (Cima Spessa, Mte. Bragon u. s. f.), hängen unmittelbar an der Strasse am Fusse desselben die bituminösen, schieferigen Massen in wirrer Lagerung verstürzt an den Wänden herab, zum Theil senkrecht gestellt und diese anscheinend verstürzte Lagerung setzt sich auch am Fusse des dem Orte Storo zugekehrten Abhanges des Dosso del Moro fort. Es kann das eine einfache Unterwaschungsfolge sein, wahrscheinlicher aber ist die Annahme, dass zwischen diesen verstürzt aussehenden Partien und den horizontal geschichteten Wänden des Dosso del Moro und Dosso del Vento eine Bruchspalte durchsetzt, die etwa in der Fortsetzung der Valtrompialinie liegen würde. Für letztere Annahme spricht wohl der Umstand, dass man auch an der rechten Thalseite in der Region der erwähnten Hütten und Alpenwiesen eine äusserst gestörte Lagerung wahrnimmt, so dass hier die bituminösen Schichten von der Höhe der Sponda del Sole gegen Südwesten steil herabschiessen und zwischen jener Höhe und dem eigentlichen Kamme der Roccapagana eine engzusammengepresste Mulde zu bilden scheinen, vielleicht auch gegen die Roccapagana selbst mit Bruch abschneiden. Sollte sich das bestätigen, so hätten wir hier wohl die Fortsetzung jener Störungslinie vor uns, welche die östliche von der mittleren Scholle des Gaverdinagebirges trennt; in der That ist diese noch am Lago d'Ampola (westlich desselben) sehr deutlich zu beobachten und würde dann vermuth-

lich über die Gegend der Alpe Bisti und zwischen Sponda del Sole und Roccapagana durchsetzen und am Dosso del Moro an dem hier von Westsüdwest her durchsetzenden Querbruche ihr Ende erreichen. So viel ist wohl sicher, dass die oberhalb Storo auftretenden bituminösen Schiefer und Kalke nicht unter der Masse des höher oben im Val Ampola aufgeschlossenen Hauptdolomites liegen, sondern im Gegentheile jünger sind als dieser Hauptdolomit des Val Ampola, da sie von diesem wegfallen und ihn an der Westseite der Sponda del sole entschieden überlagern. Die untersten Abhänge des Dosso del Moro und Dosso de Vento aber müssen als zur Masse der Roccapagana gehörend aufgefasst werden und es mögen die hier vorhandenen Unregelmässigkeiten der Lagerung am Ausgange des Val Ampola vielleicht noch durch die Ausnagung dieses Thales verstärkt worden sein.

Eine grosse Rolle beginnen diese bituminösen dunklen Gesteine innerhalb des Hauptdolomits zu spielen südlich von Storo, wo sie zunächst die Abstürze unterhalb Bondone bilden, in der Umgebung dieses Ortes allenthalben anzutreffen sind, von da an den Gehängen des Mte. Calva oberhalb des Idrosees in's Val Piombino hinüberziehen, sich aus diesem südlich vom Ransusattel über die flachen Gehänge des Mte. Stino in das Gebiet von Hano erstrecken, weiterhin die ganze bewohnbare Oberfläche des Val Vestino nahezu ausschliesslich zusammensetzen, hier äusserst mächtig entwickelt in der Umgebung der Orte Moërna, Armo und Magasa auftreten, über den Mte. Puria südlich der Cima della Guardia in's Val S. Michele hinüberziehen, wo sie in der Umgebung von S. Michele von Nelson Dale angetroffen wurden, weiterhin Theile der Kette des Mte. Narone und Mte. Molvino bilden und noch im Val Bondo oberhalb Capella di Val Corner auftreten, hier schon weniger deutlich von der Hauptmasse des übrigen Hauptdolomites sich abhebend. Südlich von Hano erstrecken sie sich gegen den Mte. Risecco und Mte. Palino und sind an den Höhen zwischen Val Treviso und Val Degagna, insbesondere oberhalb Eno, ebenfalls sehr verbreitet. Jenseits des Sees bilden sie förmliche Gesteinszüge im Hauptdolomite des Val Re und Val Tese bei Anfo, sowie sie auch südlich von da im Mte. Canale sehr mächtig entwickelt sind.

In der Erstreckung Bondone — Hano — Val Vestino — Val S. Michele scheint es, als ob sie einen mittleren Horizont in der Gesammtmasse des Hauptdolomites einhalten würden, da bei vorherrschend sehr flacher Lagerung einerseits die heller gefärbten dickbankigen dolomitischen Massen der Kette des Mte. Calva, Mte. Cingla, Cima Cablone, Cima Tombea, Cima Guardia darüber liegen, andererseits in ihrem Liegenden die ebenfalls heller gefärbten und massigen geschichteten Dolomite am See gegenüber von Anfo, im unteren Val Funghi, weiterhin im Val Toscolano unmittelbar bei Turrano auftreten, sowie denn auch Nelson Dale unterhalb der schwarzen Schichten bei S. Michele abermals Hauptdolomit beobachtete. Ganz genau dasselbe wiederholt sich im Val Bondo bei Tremosine.

Nelson Dale hat (vergl. l. c. pag. 36 und 38) diese schwarzen Einlagerungen im Hauptdolomite des Val S. Michele und Val Bondo für ein bereits unterhalb der Masse des Hauptdolomitniveaus liegendes Schichtglied auffassen zu müssen geglaubt, wogegen bereits Lepsius

(pag. 249) Einspruch erhebt. Nach letzterem Autor sind die schwarzen Kalke ebenfalls dem Hauptdolomite zuzurechnen und auch die Fossilien, die N. Dale aus ihnen, resp. aus den unter ihnen folgenden Dolomiten anführt, sind Fossilien des Hauptdolomits. Lepsius hat dieselben untersucht und fand (pag. 250) unter ihnen *Turbo solitarius Ben.*, *Gervillia spec.* und *Myoconcha spec.*; sie stammen sämmtlich aus dem Val Bondo.[1]) Ebenso konnte Lepsius im Val S. Michele sich nur von der Anwesenheit von Hauptdolomit mit *Megalodus triqueter* und *Avicula exilis* überzeugen. Ich kann diese Angaben von Lepsius nach dem, was ich im Val Bondo sah, nur bestätigen. Auch Benecke („Trias und Jura", pag. 36) fand in der Tiefe des Val S. Michele oberhalb Sermerio nur Hauptdolomit.

Steigt man vom Sattel des Mte. Nota in das Val Bondo hinab, so erscheinen in dessen oberstem Thalkessel, in welchem zahlreiche Quellen entspringen, unter den hellgefärbten, dickbankigen, felsenbildenden Hauptdolomiten des Abstieges weichere, dünnschichtige bis plattige, allgemein dunkler gefärbte, ebenfalls dolomitische und äusserst bituminöse Gesteine, die bei ganz concordanter regelmässiger Lagerung mit flachem Nordwestfallen gegen thalabwärts wieder in etwas hellere, dem gewöhnlichen Hauptdolomit ähnliche Bänke übergehen, so insbesondere von oberhalb Capella di Val Corner angefangen. Diese Gesteine halten an bis über S. Bartolomeo hinaus, an der linken Thalseite sogar bis nahe an den See, wo oberhalb Voltino endlich geschleppter *Ammonitico rosso* (Hornsteinkalk) und Biancone daranstossen. Man ist nicht im Stande, innerhalb dieser riesig mächtigen Schichtmasse irgendwo eine Störung wahrzunehmen, die zu dem Schlusse berechtigen würde, dass Wiederholungen der Schichten oder andere Unregelmässigkeiten in der Lagerung hier auftreten würden. In sehr tiefen Niveaus noch, insbesondere nahe oberhalb der Capella di Val Corner erwiesen sich diese Dolomite als sehr fossilreich — es mag das wohl der Ort sein, an welchem auch Nelson Dale sammelte — und enthalten hier ganze Bänke von Megalodonten und von anderen, dicht gedrängten Bivalven, leider alles in Steinkernen. Es ist beachtenswerth, dass auch die von N. Dale gesammelten Fossilien keineswegs aus den schwarzen, dünnplattigen Gesteinen selbst, sondern aus den schon unter diesen liegenden, wieder heller gefärbten Partien des Hauptdolomits stammen. Dasselbe gilt für Val S. Michele. Im Val Vestino erlangen, wie schon bemerkt, die aus Val S. Michele herüberstreichenden schwarzen bituminösen Massen in Folge der flachen Lagerung eine sehr grosse Oberflächenverbreitung. Zu beiden Seiten des Val Magasina bis zu den Wiesenflächen oberhalb Magasa hinauf steht das dunkle dolomitische Gestein an, dicker oder dünner geschichtet, meist eckig zerfallend, zum Theil schon sehr wenig dolomitisch, übrigens ganz lebhaft an die analogen Schichten des Val Bondo erinnernd. Das Einfallen ist ein flach nordwestliches, unter die höher liegenden Dolomite der Cima della Guardia und Cima Tombea gerichtetes.

[1]) Ammon („Gastropoden des Hauptdolomites", pag. 16, Tab. I, Fig. 1) citirt *Natica comes nov. spec.* als nördlich von S. Bartolomeo in Gesellschaft des *Turbo solitarius* vorkommend; pag. 36 dagegen wird diese Art aus dem Assat di Peor erwähnt.

Die Cima Monga ist ein Rest dieser höheren Dolomite auf dem Gebiete der schwarzen Schichten. Vom Sattel südwestlich der Cima Monga durch die Wiesen hinab gegen Turrano erweist sich das schwarze Gestein als von noch mehr kalkiger Natur, zum Theil als wirklicher schwarzer, plattiger Kalk, ohne Petrefacten, wie denn überhaupt die Hauptmasse dieser dunklen Gesteine absolut petrefactenleer zu sein schien. Unterhalb dieser Massen tritt in der Tiefe des Val Magasina und bei Turrano im Val Toscolano selbst wieder dickbankiger, hellerer Dolomit auf, conform gelagert. Von Turrano an gegen Armo verquert man dunkle, abwechselnd dolomitische und mehr kalkige Gesteine von dem beschriebenen Typus, am Anstiege oberhalb Armo wieder eine mächtigere Masse bröckeligen dunklen Dolomites, der auch am linken Ufer gegenüber ansteht, gegen die südliche Abdachung der Costa Ranghi aber ganz allmälig in die deutlicher geschichteten, dünnplattigen, mehr kalkigen Gesteine überzugehen scheint. Die Abhänge dieser Gesteine, insbesondere jene unter Costa Ranghi, sowie die südlichen Gehänge des Rückens zwischen Armo und Persone, ferner jene westlich oberhalb Moërna, endlich zwischen Moërna und Hano zeichnen sich durch Mangel jeglicher Felsbildung, grüne Wiesenbedeckung und durch enorme Schutthalden von düster schwarzer Färbung an ihren tieferen Gehängen aus, so dass sie nicht im Entferntesten den Eindruck von Hauptdolomit-Landschaften machen. Wie schon erwähnt, erstreckt sich die Verbindung dieser dunklen Gesteine über Mte. Stino und durch Val Piombino gegen Bondone, wo sie sowohl weit in die Schluchten der Strada della Valle unter die hellen Dolomitmassen hinein aufgeschlossen sind, als auch die gesammte Mächtigkeit der am Abstiege von Bondo bis zum Chiesethale hinab anstehenden Massen für sich allein zusammensetzen und hier oft mit fischschieferartigen Zwischenlagen (sowie oberhalb Storo im Val Ampola) wechsellagern; nahe oberhalb Bondone (bei den Quellen) finden sich auch Spuren von Fischen darin.

Auf dem Wege zwischen Moërna und Hano tritt südlich in den Bacheinrissen unter dem schwarzen Niveau — sowie unterhalb Magasa und bei Turrano — wieder typischer Hauptdolomit heraus. Hano selbst liegt ganz im Bereiche der dünnschichten, bituminösen, schwarzen Gesteine, die unterhalb Hano gegen Val Funghi zum Theile sehr mergelig werden, schuttartig zerfallen und lebhaft an die später zu besprechenden Mergelschiefer und Bactryllienmergel der rhätischen Schichten erinnern. In der Tiefe des Val Funghi, besonders gegen den See hinab, erscheinen auch hier wieder helle, klotzige Hauptdolomite darunter, welche die Uferfelsen an der östlichen Seite des Sees ausschliesslich zusammensetzen. Von Hano aus scheint das schwarze Niveau gegen Südwest sich auszubreiten und zum Theil die Höhen des Mte. Menos, Mte. Risecco und Mte. Palino zu bilden, denn zwischen Treviso und Eno trifft man dasselbe abermals an, ziemlich unregelmässig gelagert und in nicht sehr klaren Beziehungen zu der übrigen Masse des Hauptdolomites in dieser Gegend. Auf der Sattelhöhe zwischen den beiden genannten Orten fanden sich in schieferigen Zwischenlagen, die anscheinend diesem Niveau angehörten, zahlreiche Bactryllien.

Jenseits des Idrosees (westlich) spielen dieselben dunklen Gesteine eine grosse Rolle im Mte. Canale und im Val Tese und Val Rè bei

Anfo. Auch hier war ich nicht im Stande, diese Gesteine von den übrigen Hauptdolomiten abzutrennen und auch hier machten sie den Eindruck von sowohl im horizontalen, wie im verticalen Sinne ganz unregelmässig begrenzten Vorkommnissen innerhalb der Masse des Hauptdolomits.

Zwischen Anfo und Lavenone scheint die ganze untere Partie des Hauptdolomits aus solchen Gesteinen zu bestehen, nördlich von Anfo schiebt sich in die typischen Hauptdolomite ein schmälerer Zug solcher Gesteine ein, der durch's Val Ré und Val Tese streicht. Wie schon erwähnt, ist es nirgends gelungen, in diesen Schichten Petrefacten zu finden, mit Ausnahme der Fischspuren bei Storo und Bondone und der Bactryllien zwischen Treviso und Eno.

So petrefactenarm die eben besprochene Ausbildungsweise eines Theiles des Hauptdolomits ist, ebenso reich an Petrefacten ist die unterhalb dieser Schichten liegende Masse hellerer Dolomite (vergl. Val Bondo) und ganz besonders die riesenoolithische Facies der hangenderen Schichten.

Storo ist eine altbekannte Fundstelle für Hauptdolomitfossilien. Schon Benecke („Trias und Jura", pag. 35 und pag. 155) sammelte dortselbst zu beiden Seiten der Mündung des Val Ampola folgende Arten:

Turbo solitarius Ben.
Natica fallax Ben.
Cardita cfr. multiradiata Emmr. spec.
Megalodon triqueter Wulf. spec.
Dicerocardium Jani Stopp.
Pinna reticularis Ben.
Modiola pupa Stopp.
Gervillia cfr. praecursor Qu.
„ *(Avicula) exilis Stopp.*
Dactyloporiden.

Eine ganz ähnliche Fossilliste von dieser Localität gibt Lepsius pag. 238:

Gyroporella vesiculifera Gümb. erscheint darin als die bei Benecke unbestimmt gebliebene Dactyloporidenform.
Myophoria picta Leps. (Tab. I, Fig. 10) ist nach Lepsius gleich der von Benecke angeführten *Cardita.*
Pecten spec.
Gervillia spec.

Zu dieser letztangeführten *Gervillia* bemerkt Lepsius: „ähnlich *Avicula exilis*, aber mit Ligamentgruben". Auch pag. 95 sagt der genannte Autor: „Oft begleiten diese Muschel (*Avicula exilis*) ganz ähnliche Formen, die sich durch mehrere Ligamentgruben als Gervillien documentiren, doch scheint in der That die häufigere Art eine *Avicula* zu sein." Bereits Benecke hat dieselbe Beobachtung gemacht, denn er erwähnt („Ueber die Umgebungen von Esino", pag. 311), dass der Perna-artige Habitus der *Avicula exilis* es wünschenswerth machte, über die Beschaffenheit der Ligamentfläche Gewissheit zu

erhalten, umsomehr, als bei Storo mit Schalen von *Avicula cfr. exilis* zusammen ausgezeichnete Abdrücke von der Ligamentfläche einer *Gervillia* vorkommen. Es gelang aber Benecke nicht, trotz mehrfachen Präparirens, die Ligamentgruben an lombardischen Exemplaren der *Avicula exilis* zu finden.

Leider geht weder aus den Angaben von Benecke, noch aus denen von Lepsius mit voller Bestimmtheit hervor, ob sich dieselben von dem Nichtvorhandensein der Ligamentgruben bei *Avicula exilis Stopp.* mit vollkommener Sicherheit zu überzeugen im Stande waren. Sollte das nicht der Fall gewesen sein, so würde wohl in unserem Falle — wenigstens vorläufig — die Berechtigung vorliegen, die *Avicula exilis* wirklich als eine *Gervillia* anzusehen, da wohl kaum anzunehmen ist, dass in einem und demselben Gesteine äusserlich absolut nicht zu unterscheidende Formen auftreten sollten, von denen die eine eine *Avicula*, die andere ein *Gervillia* ist. Auch habe ich an einem für *Avicula exilis* anzusprechenden Exemplare vom Mte. Spesso bei Storo die Ligamentfläche mit deutlichen Leisten und Gruben präpariren können. Endlich spricht als weiterer Grund, *Avicula exilis* für eine *Gervillia* zu halten, der Umstand, dass dieselbe beinahe überall (auch bei Storo) mit *Gervillia salvata Brunn.* zusammen vorkommt, einer Art, die ja längst als *Gervillia* gilt und der *Avicula exilis* doch ebenfalls so nahe verwandt ist, dass man beide nur für wenig verschiedene Varietäten einer und derselben Form zu halten geneigt sein möchte.

Höher oben im Val Ampola, oberhalb des Wasserfalles, beobachtet man an der Strasse eine Bank voll *Megalodus triqueter* (Lepsius, pag. 237). In der Nähe fand Lepsius auch *Pinna reticularis* und *Myophoria picta.*

Im Val Sache oberhalb Tiarno di sopra kommen Megalodonten im Hauptdolomite vor. An der Roccapagana, und zwar auf dem plateauförmigen Absatze von Terra a Monte nordöstlich oberhalb Storo, ist der Hauptdolomit ebenfalls äusserst petrefactenreich; hier sah ich insbesondere Bänke voll einer zierlichen kleinen *Avicula* oder *Gervillia* und eine kleine *Modiola*; es sind das vielleicht dieselben Arten, die bei Benecke als *Gervillia cfr. praecursor Qu.* und *Modiola pupa Stopp.* angeführt werden.

Im Val Lorina fand N. Dale (pag. 25) Megalodonten und *Turbo.*

Am Abhange des Mte. Bragon gegen das obere Val Lorina kommen nach demselben Autor (pag. 26) Megalodonten, *Turbo, Avicula exilis* und eine andere kleine Bivalve vor. Lepsius nennt (pag. 103 und 142) von dieser Stelle:

Gyroporella vesiculifera Gümb.
Avicula exilis Stopp.
Turbo solitarius Ben.
Megalodus triqueter Wulf. spec.
Natica spec.
Pleurotomaria spec.
Solen spec.

Südlich vom Lago di Ledro am Mte. Stadrinom (point 3, pag. 22) fand N. Dale die *Avicula exilis*; unterhalb S. Martino (pag. 20) *Pinna*

spec.; im rechten Arme des Assat di Peor (pag. 38) *Turbo* und eine Bivalve (man vergl. hier auch Ammon: Die Gastropoden des Hauptdolomites, pag. 36).

Sehr fossilreich ist der Hauptdolomit der Guardiakette. Hier besonders beginnen sich jene riesenoolithischen, bituminösen Gesteine einzustellen, deren Aussehen so charakteristisch und deren Fossilführung eine so reiche ist. Am Anstiege von der Bocca Lorina zu dem zwischen den Gipfeln der Cima della Guardia und des Mte. Tombea in's Val Vestino hinüberführenden hohen Passe sammelt man zahlreiche Exempare von

Gervillia exilis Stopp. spec.
Modiola spec.

Aehnliches Gestein setzt die isolirte Kuppe der Cima Monga östlich von Turrano zusammen.

Am Mte. Caplone fand Lepsius einen Korallenstock im Hauptdolomite. In den hangendsten Schichten dieser Stelle, nahe unter den rhätischen Ablagerungen der Alpenwiesen zwischen Bondone und Val Lorina liegen ebenfalls zahlreiche Fossilien, darunter wieder *Gervillia exilis Stopp. spec.*

An der Bocca della Valle (dem hohen Uebergange zwischen Bondone und Val Vestino) fanden sich:

Gervillia exilis Stopp. spec.
Arca aff. rudis Stopp.
Myoconcha spec.
Modiola spec. (dieselbe kleine Art, wie an der Roccapagana).
Pachyrisma spec. (?)
Turbo solitarius Ben.

Unterhalb der Abhänge der Cima Cingla am Wege zwischen Bondone und Moërna sammelte ich:

Gervillia exilis Stopp. spec.
„ *salvata Brunn.*
Turbo solitarius Ben.

Am Südabhange der Cima Spessa gegen die Alpenwiesen „Sull' Alpe" liegen Fundstellen besonders schön erhaltener Schalenexemplare folgender Formen:

Gervillia exilis Stopp. spec.
Arca aff. rudis Stopp.
Pachyrisma spec. (?)
Turbo solitarius Ben.
Chemnitzia spec. (kleine, gethürmte, glattschalige Gastropoden).

Jenseits des Idrosees vom Mte. Censo bei Anfo nennt schon Curioni (pag. 232) die *Avicula exilis Stopp.* In der That ist der Hauptdolomit des Val Tese und Val Ré äusserst petrefactenreich und man findet hier mit leichter Mühe folgende Arten:

Gervillia exilis Stopp. spec.
„ *salvata Brunn.*
Turbo solitarius Ben.
Natica spec.

Aus dem Val Canale di Val Sabbia nennt v. Ammon (l. c. p. 32) nach Stoppani den *Turbo solitarius Ben.*

Von der Corna Blacca (Mte. Pezzeda) führt Curioni (Geologia, pag. 232) Gyroporellen, Megalodonten und *Avicula exilis Stopp.* an.

F. v. Hauer sagt („Schichtgebirge der Lombardei“, pag. 35), dass er im Dolomite bei Pavone im Val Sabbia Spuren von *Megalodus triqueter* zu erkennen glaubte. An einer naheliegenden Stelle, südlich vom Torr. Trinolo bei Sabbio Chiese fand ich in den tiefsten Bänken des Hauptdolomits

Gervillia exilis Stopp. spec.
Turbo solitarius Ben.

Desgleichen sah ich die charakteristische *Gervillia exilis* im benachbarten Val Degagna, und zwar hier in einer der höchsten und jüngsten Bänke des Hauptdolomits, sehr weit unterhalb des Ortes Degagna an der Strasse links vom Bache im anstehenden Gesteine.

Weiterhin im Westen, schon ausserhalb des von mir begangenen Terrains liegt der berühmte Fundort für Dicerocardien bei Caino an der Brescianer Strasse (vergl. Benecke, „Trias und Jura“, pag. 80).

Mit derselben lithologischen Ausbildungsweise und derselben Petrefactenführung scheint dieses im begangenen Terrain so ausserordentlich mächtig entwickelte Niveau des Hauptdolomits nach Westen fortzusetzen.

Rhätische Schichten.

Ohne hier auf die Meinungsdifferenzen bezüglich der Abgrenzung der rhätischen Ablagerungen nach unten einzugehen, sei zunächst vorausgeschickt, dass hier unter der Bezeichnung von „rhätischen Schichten“ der Complex der Ablagerungen verstanden sein soll, welche in dem zu besprechenden Gebiete zwischen der oberen Grenze des Hauptdolomites im Liegenden und sicheren Liasablagerungen im Hangenden auftreten. Dieser Complex theilt sich wieder in:

1. die Kössener Schichten, welche vorherrschend aus petrefactenreicheren weicheren Gesteinen, Mergeln, Mergelschiefern, Mergelkalken u. s. f. bestehen.

2. Eine darüber sich einstellende Wechsellagerung von diesen weicheren Schichten mit compacteren und reineren Kalken und dolomitischen Bänken.

3. Eine hie und da als mächtige Kalkbänke, vorherrschend aber als Dolomite oder dolomitische Kalke auftretende Schichtmasse, deren Gestein zum Theil ganz das Aussehen des Hauptdolomites besitzt.

Diese drei Glieder entsprechen den Nummern 11, 10 und 9 der N. Dale'schen Schichttabelle.

Die Kössener Schichten — oder besser vielleicht die Contorta-Mergel — sind das Hauptlager der in unserem Bereiche auftretenden rhätischen Petrefacten; die mittlere Schichtgruppe führt zumeist nur Korallen (Lithodendronbänke) und Brachiopoden, von letzteren allerdings fast nur, aber überall häufig *Terebratula gregaria Suess*, sehr selten Megalodonten; ihr entspricht der „Lithodendronkalk" von Lepsius, der Dachsteinkalk Gümbel's in den bairischen und nördlichen Tiroler Alpen. Die sub 3 angeführten, vorherrschend dolomitisch ausgebildeten Massen haben sich, soweit ich sie kenne, als fossilleer erwiesen und es können somit Zweifel darüber entstehen, ob sie noch zu den rhätischen Bildungen, oder ob sie besser vielleicht zum Lias zu zählen seien; stratigraphisch und petrographisch scheinen sie mehr zum Rhät hinzuneigen. N. Dale betrachtet dieselben auch thatsächlich noch als Theile des „Dachsteinkalks", also als oberrhätisch. Lepsius dagegen kennt sie merkwürdiger Weise gar nicht, redet vielmehr nur hie und da gelegenheitlich von dolomitischen Schichten über seinem Lithodendronkalke, unter welch' letzterem er ausdrücklich die durch ihre ausgezeichnete Schichtung auffallenden mittleren, sub 2 angeführten Massen versteht und hat, wie weiterhin für viele Stellen gezeigt werden soll, dieses Niveau 3. das ich im Folgenden der Kürze wegen als „Grenzdolomit" bezeichnen will, grösstentheils fälschlich für Hauptdolomit angesehen, eine Auffassung, welche von den nachtheiligsten Consequenzen, was die Richtigkeit seiner Einzeichnungen anbelangt, unausweichlich gefolgt sein musste. Dass dieses Dolomit-Niveau übrigens nicht etwa ein geringmächtiges, leicht zu übersehendes sei, geht schon aus den Angaben Nelson Dales hervor, welcher dasselbe auf 900' schätzt, aber vielleicht gerade diese grosse Mächtigkeit mag Lepsius dazu verleitet haben, Hauptdolomit darin zu sehen. Es ist dieser Grenzdolomit wohl zunächst mit jenen dolomitischen Massen zu vergleichen, welche in dem oft beschriebenen Profile der Rhätablagerungen bei Menaggio am Comersee über dem Lithodendronkalke mit *Terebratula gregaria* auftreten (vergl. Lepsius pag. 109). Auch das Niveau der brescianischen „*Corna*", welches von den lombardischen Geologen, insbesondere von Ragazzoni und Curioni für untersten Lias gehalten wird, mag wohl zum Theile mit jenen Grenzdolomiten von Ledro identisch sein.

Beginnen wir mit der Darstellung der Verbreitung der rhätischen Schichten wiederum im Norden, so tritt uns unterhalb Tione übereinstimmend auf beiden Seiten des Sarcathals wohlentwickeltes rhätisches Terrain entgegen, und zwar im Norden zwischen Preore und Ragoli (schon im Aufnahmsgebiete des Herrn M. Vacek gelegen), im Süden — an der Basis der Gaverdinamasse — zunächst dem Sarcathale, in nahezu halbkreisförmiger Erstreckung und muldenförmiger Lagerung das nordöstliche Ende dieses Gebirgszuges umgebend. Der kleine Hügel, an welchem die Strasse nach Zuclo von der Hauptstrasse abzweigt, ist noch Hauptdolomit, welcher eine Verbindung mit den Hauptdolomiten nördlich der Sarca andeutet. Man befindet sich hier nahezu in der Axe der Mulde des Cadria-Kammes. Unter den riesigen Schuttmassen, welche hier terrassenförmig die Abhänge des Sarcathales überdecken, bleiben die rhätischen Schichten grösstentheils verborgen, erst nahe östlich von

Zuclo am Rande der Schlucht, die hier vom Monte Salvia herabkommt, hat die (obere) Strasse rhätische Kalke angeschnitten, welche hier schon flach gegen Westen einfallen, also bereits dem östlichen Flügel angehören. Der ganze Anstieg von da gegen den Durone-Sattel bewegt sich ununterbrochen in den tieferen rhätischen Schichten; das Lithodendron-Kalkniveau ist hier nicht besonders auffallend entwickelt; die steilen Abstürze und Felswände oberhalb des Wegs am Fusse der Cima Sera bildet der Grenzdolomit. Erst südlich vom Durone-Sattel am Abstiege gegen Rango tritt unter den weicheren rhätischen Ablagerungen stellenweise Hauptdolomit hervor. An der Höhe des Passes selbst liegt Eocän, Scaglia, Biancone und oberjurassischer Hornsteinkalk, sehr gewunden, im Allgemeinen aber südwestlich fallend, daher die obersten Schichten des Monte San Martino bildend, dem Rhät des Fusses der Cima Sera unmittelbar an. Im Val Marza sind die Aufschlüsse ungenügend, colossale Schuttmassen bedecken hier die tieferen Gehänge; unter dem fortlaufenden Gesimse des Grenzdolomits ziehen die rhätischen Kalke und Mergel durch und da sich die gesammte Masse gegen Südosten hebt, so dürften die mächtigen Felswände des Monte Cogorna gegen das Becken von Stenico aller Wahrscheinlichkeit nach bereits dem Hauptdolomite zufallen und die rhätischen Schichten hoch oben an den Abhängen liegen. Ich habe indessen den Cogornarücken nicht erstiegen, konnte deshalb hier nur sehr schematische Einzeichnungen vornehmen. Es läuft aber, wie sich von den Gipfeln des Monte Gaverdina und Monte Tenera recht gut wahrnehmen lässt, hier unterhalb des Cogornahauptkammes die Verwerfung zwischen der Cadria-Gaverdinascholle und der Scholle des Monte Toffin durch. Die Gaverdinaspitze selbst gehört schon dem Grenzdolomite des Ostflügels der erstgenannten Scholle an, die Kuppe des Monte Tenera dürfte noch dem nächsttieferen (Lithodendronkalk) Niveau dieser Scholle zufallen, tiefere Schichten sind hier nicht aufgeschlossen, da die liassischen Massen des Toffinkammes und der Pianezzespitzen hier anstossen und längs der Verwerfungslinie an den rhätischen Schichten der Gaverdina geschleppt erscheinen. Erst nördlich oberhalb Ballino wird der Fuss des Cogorna frei von den Massen der südlich anliegenden Toffinscholle und hier dürfte derselbe schon aus Hauptdolomiten gebildet sein. Die Lepsius'sche Karte zeichnet zwischen Tione und Ballino in unzusammenhängender Weise an drei verschiedenen Stellen Streifen von rhätischen Schichten ein, und zwar am Cogorna oberhalb Ballino, an den Ostabhängen der Seraspitze und oberhalb Bolbeno und Zuclo an den Gehängen des Monte Pizzo. Ueber diese Vorkommnisse entnimmt man dem Texte bei Lepsius (pag. 259) Folgendes: „Südlich des Albertosattels steht Hauptdolomit in hoher Wand an". . . . — „Sowohl in dem Thälchen oberhalb Bolbeno als auf der Ostseite der Seraspitze liegen schwarze Kalke zunächst auf dem Hauptdolomite, deren Versteinerungen ihren rhätischen Charakter anzeigen. Doch ist, wie überall in dieser Gruppe, die Lagerung der rhätischen Schichten eine ausserordentlich verworfene u. s. f." — Und weiter: „Am Abhange des Monte Cogorna fand ich Spiriferen [1]) in

[1]) Die erwähnte Brachiopodenform beschreibt Lepsius pag. 364, tab. V., Fig. 11 als *Spirifer orthiformis*. Für einen rhätischen Spirifer ist die Form eine etwas ungewöhnliche; sie erinnert einigermassen an Rhynchonellen aus dem Formenkreise der *Rh. amphitoma* oder *pedata*.

einem dolomitischen Kalke oberhalb Ballino, welche nur rhätischer Zeit angehören können. Darüber lagern in grosser Mächtigkeit die Liaskalke. Sie sind synclinal dem Val Marza zugewendet; auf dem Monte Cogorna fallen sie in Nord-West 25—30°, an der Seraspitze und am Monte Turig fallen sie im Allgemeinen nach Süd-Ost."

Zu diesen Angaben von Lepsius ist Folgendes zu bemerken: Die Einzeichnung am Cogorna mag richtig sein; ich habe darüber kein Urtheil, da ich dort selbst zu wenig gesehen habe. Falsch sind die Angaben über die Lagerung am Monte Turig und an der Seraspitze, welche beide noch zum Ostflügel gehören und daher gegen Nord-West fallende Schichten besitzen. Geradezu unbegreiflich muss für Jeden, der das Terrain begangen hat, die Lepsius'sche Einzeichnung von Rhätmergeln an der Cima Sera und im Thale oberhalb Bolbeno und Zuclo erscheinen. Man versteht diese Einzeichnungen nur dann, wenn man aus den Auseinandersetzungen von Lepsius an anderer Stelle ersehen hat, dass er, was schon erwähnt wurde, den Grenzdolomit gewöhnlich für Hauptdolomit angesehen hat. Das geht übrigens schon aus den oben citirten Angaben hervor, da unter der südlich vom S. Albertosattel aufragenden Wand von Hauptdolomit nur die Wand des Grenzdolomits an der Basis der Cima Sera verstanden werden kann. Folgerichtig ist denn Lepsius dazu gekommen, über jener Wand des Grenzdolomits die rhätischen Mergel einzuzeichnen, denn es konnte ihm ja das Vorkommen derselben längs des Weges von Zuclo zum Duronesattel unmöglich entgehen. Ueber die Bedenken, die ihm bei dieser Einzeichnung kommen mussten, denn er konnte ja ebenfalls nicht übersehen, dass diese rhätischen Mergel und Kalke in tieferem Niveau liegen und unter seinen „Hauptdolomit" einzufallen scheinen, hat er sich aber sodann mit der Annahme, dass die Lagerung der rhätischen Schichten eine ausserordentlich verworfene sei, hinweggesetzt. Alles, was Lepsius zwischen Bolbeno und dem Duronesattel als Hauptdolomit einzeichnet, ist sohin nicht Hauptdolomit, sondern Grenzdolomit und die rhätischen Ablagerungen liegen nicht verworfen, sondern ganz normal an dessen Basis, in einer viel tieferen Höhenlage, als sie die Lepsius'sche Karte angibt.

Am ganzen Westabhange des Gaverdina-Cadria-Kammes zwischen Tione und Condino hat Lepsius nirgends rhätische Schichten, auf Hauptdolomit liegt hier Lias. Auf diese Einzeichnung, sowie auf die Verhältnisse des Val di Concei beziehen sich mehrere Stellen im Texte bei Lepsius. So pag. 105: „Grösstentheils fehlen die rhätischen Schichten zwischen Lias und Hauptdolomit der Gaverdina, sei es, weil die Auflagerung der Jurakalke oft eine verstürzte ist, sei es, weil die Dolomitfacies die Contortamergel verschlungen hatte." Weiter pag. 254: „Die Gaverdinagruppe gehört vermöge ihrer unregelmässigen Lagerung und Unzugänglichkeit zu den schwierigeren Gebirgen unseres Gebietes, die Grenze zwischen Hauptdolomit und Lithodendronkalk resp. Jurakalken ist dadurch erschwert, dass die auf der Südseite des Ledrothales so mächtig entwickelten Contortamergel grösstentheils fehlen." Endlich pag. 256: „Die schroffen Grate und Bergspitzen sind leider so unzugänglich und die Kalke so wenig versteinerungsreich, dass es schwer ist, etwa noch Dachsteinkalke vom Lias abzutrennen; jedenfalls sind

in diesen Bergen des oberen Val di Concei keine Contortamergel zu bemerken. Der ganze, an 1000—1500' hohe Westabhang des Cadriakammes aber ist Hauptdolomit, der in steilen Wänden hinabstürzt in das Adana- und Chiesethal.“ Diese Angaben von Lepsius sind jedenfalls als sehr gewagte zu bezeichnen, da sie die ungenügenden Beobachtungen nur allzudeutlich erkennen lassen. Hätte Lepsius nur ein einziges Thal an der Westseite des Cadria-Gaverdina-Kammes begangen, so würden ihm die rhätischen Schichten schwerlich entgangen sein; hat ja doch schon Benecke bei einem flüchtigen Durchschnitte zwischen Cologna und Tiarno oberhalb Cologna das Vorkommen bivalvenführender Gesteinsblöcke, welche wohl kaum etwas anderes als rhätische Schichten gewesen sein können (vergl. Trias und Jura, pag. 34) constatirt. In der That ziehen die rhätischen Schichten mitsammt dem Niveau des Grenzdolomites längs der ganzen Erstreckung zwischen Tione und Condino am Westabhange des Cadriakammes dahin.

Bei Tione selbst liegen die rhätischen Schichten sehr tief am Fusse der Gehänge unmittelbar über dem Orte Bolbeno, fallen nicht allzusteil in Nord-Ost, sind ziemlich petrefaktenarm, führen aber doch hie und da neben Gervillien, Modiolen u. a. ausgezeichnet schön erhaltene Hohldrücke von

Cardium rhaeticum Mer.,

sowie *Cardita austriaca v. Hauer.*

Zwischen Bolbeno und dem Ausgange des Val Bolbeno führt die neuangelegte Fahrstrasse durchaus in rhätischen Schichten, über welchen die Abstürze des Grenzdolomits die Basis des Monte Zuclo und Monte Pizzo umgeben. Schon am Ausgange des Val Bolbeno wird die Schichtstellung rasch eine viel steilere und jenseits des Baches erscheinen sämmtliche Schichtglieder bereits in der vollkommen verticalen Stellung, die für den Westabhang des Cadriakammes die herrschende ist. Am Querkamme des Monte Madrig ziehen die rhätischen Kalke und Mergelkalke in einer auffallenden Einsattlung nordwestlich unterhalb des mit der Höhenangabe von 1747 M. bezeichneten Gipfels, welcher selbst aus Grenzdolomit besteht, durch; im Val Gaverdina wurden sie bei der Malga Lanciada beobachtet und streichen von da östlich des Monte Maima nach Südwesten hinüber, während die Felsschroffen südwestlich oberhalb der genannten Malga wieder dem Grenzdolomitzuge zufallen. Bei Malga Lanciada fanden sich in losen Stücken grauen, wohl dem Lithodendron-Niveau zufallenden Kalkes Durchschnitte von Megalodonten. In dem Thale zwischen Monte Maima und Monte Canbianc liegen die rhätischen Kalke und Mergelkalke in zahlreichen losen Stücken im obersten Thalkessel und die Wände im Osten dieses Kessels bildet abermals der Grenzdolomit. Von da an streichen die rhätischen Schichten in der tiefsten Einsattlung zwischen dem Monte Canbianc und dem 1630 M. hohen Hauptdolomitberge oberhalb Malga Para durch. Jenseits des wilden, tiefeingerissenen Maracthals, dessen Schlucht die senkrechte Schichtung der gesammten Masse prachtvoll blosslegt, erscheinen die Kössener Schichten unmittelbar östlich von der Hauptdolomitkuppe des Monte Flesch an dem Wege zwischen Predatacci und der Malga Ringia; hier sammelt man

Terebratula gregaria Suess

in den splitternden grauen Mergelkalken der Lithodendronkalkstufe. Ueber Malga Lack, in deren Süden die rhätischen Gesteine

Plicatula intusstriata Emmr.
Cardita austriaca v. Hauer

führen, ziehen die Contortaschichten in die felsigen Ausläufer des Monte Nozzolo hinein; von diesen Höhen bringt der südöstlich oberhalb Por in Wasserfällen über den Hauptdolomit herabschäumende Giessbach zahlreiche lose Stücke der rhätischen Gesteine mit. Mächtig entwickelt und petrefaktenreich, aber schlecht aufgeschlossen sind die rhätischen Schichten in der Schlucht, durch welche der Weg von Cologna nach Tiarno hinüberführt. Die rhätischen Kalke liegen hier bereits sehr hoch an den Gehängen und der Kamm gegen das obere Val Croina wird selbst wohl noch von den Grenzdolomiten gebildet. Hier sammelt man in den petrefaktenreichen Kalkblöcken:

Myophoria isosceles Stopp.
Arca spec.
Pinna (grosse Exemplare).
Avicula contorta Portl.
Ostrea spec.
Natica spec.

Nur wenig weiter gegen Südsüdwesten bilden die Contortaschichten die Kammhöhe selbst, insbesondere nahe nördlich von der Cima Pallone; von hier stammt aus den bivalvenreichen plattigen Kalkmergeln

Modiola minuta Goldf. spec.;

aus den splitternden dichten Mergelkalken

Terebratula gregaria Suess.

Die Cima Pallone selbst besteht aus Lias, der hier unmittelbar an die rhätischen Schichten anstösst. Zwischen beiden läuft die mehrfach erwähnte Querbruchlinie durch und man hat sonach von dieser Stelle an die Fortsetzung des Zuges rhätischer Schichten weiter westlich und tiefer an den Abhängen zu suchen. In der That erscheinen die rhätischen Ablagerungen auch in nicht gar zu grosser Höhe über der Thalsohle des Chiese zunächst südöstlich von Plubega an dem von Cologna nach dem Giovosattel führender Fusswege, nehmen weiterhin offenbar die ganze Terrasse ein, auf welcher gegenüber Cimego die zerfallene Alphütte Caino steht und erscheinen noch in den tiefeingerissenen Gräben unterhalb dieser Hütte, so dass der Hauptdolomit hier ganz auf den Fuss des Abhangs beschränkt bleibt. Unterhalb Caino im Anstehenden jener Gräben fand sich

Gervillia cfr. Galeazzii Stopp.;

in losen Blöcken des splitternden dichten Mergels, welche von da hinab häufig am Wege zu finden sind, wieder

Terebratula gregaria Suess.

Südlich der Terrasse von Caino scheint eine schwächer ausgeprägte Parallelverwerfung durchzuziehen, denn von da an erscheint der Haupt-

dolomit wieder mächtiger an den Gehängen und die rhätischen Mergel und Kalke werden weiter gegen die Höhen abgedrängt; sie liegen hier wohl in jener Terrasse, welche die über Porino sich hinziehenden Alpenwiesen trägt und über und über von mächtigem Glacialschutte bedeckt ist.

Am Wege, der von Caino zu jener Terrasse der Alpenwiesen von Porino hinaufführt, wurde in weichen, schiefrigen Mergeln

Avicula contorta Portl.

gefunden. Oberhalb jener Terrasse gegen die Dolomitmassen des Kammes bemerkt man in den Wasserrissen zahlreiche Blöcke des splitternden, grauen, Brachiopoden führenden Zwischengesteins der Lithodendronstufe und sammelt auch hier aus demselben leicht in Menge die für diesen Horizont so charakteristische

Terebratula gregaria Suess.

An der weiterhin durchlaufenden Querstörung von Tiarno-S. Lorenzo erreicht dieser Zug rhätischer Schichten im Westflügel der Gaverdina-Cadria-Synclinale sein Ende.

Wenden wir uns nun wieder zum Ostflügel dieser Synclinale. Wir haben gesehen, dass im Sarcathale unterhalb Tione die Axe der Mulde durchläuft, dass von da an die rhätischen Schichten im Ostflügel unterhalb der Seraspitze ansteigen und wahrscheinlich über Val Marza gegen die Kammhöhe des Monte Cogorna hinaufziehen, vielleicht längs des Cogornakammes über die Teneraspitze bis in die obersten Anfänge des Val di Concei reichend, in ihren hangendsten Lithodendronkalken wenigstens. Ueber ihnen breitet sich, flach gelagert, der Grenzdolomit aus, der im obersten Val Marza und überhaupt rings um die Höhen des Monte Gaverdina grosse Oberflächenverbreitung gewinnt, zwischen Gaverdina und Monte Turig über den Hauptkamm bis in's oberste Val Gaverdina hinübergreift, von der Bocca Gaverdina an gegen Südosten aber auf das Ostgehänge des Cadriakammes beschränkt bleibt, dessen liegendstes Glied an dieser Seite er bildet. Er streicht vom Monte Gaverdina herabziehend und eine etwas steilere Schichtstellung annehmend oberhalb der Malga Gui, sowie oberhalb der Querkämme des Monte Midelar und Monte Meris dahin. Im Val Viesch (Val Molini oberhalb Lenzumo) schneidet der oben erwähnte Querbruch durch und der Grenzdolomitzug findet an ihm sein Ende, da in der Ostflanke des gegen Westen verschobenen Hauptkammes so tiefe Schichtglieder nicht mehr zum Vorscheine kommen. Es ist auffallend, dass L e p s i u s weder im Texte noch in der Karte vom Vorhandensein des hier besprochenen Dolomitzuges auch nur das Geringste erwähnt, während doch N. D a l e denselben im Hintergrunde des Val di Concei und des Val Lomar gesehen und ganz richtig (pag. 50) für älter als die im Val Concei und Val Lomar aufgeschlossenen liassischen und jurassischen Gesteine angesprochen hat.

Gehen wir nun zur mittleren Scholle des Gaverdinagebirges über. Als dieser zufallend sind die Massen der Pianezze-Spitzen ober Ballino, der Kamm des Monte Toffin mit der Cima d'Impichea, die Berge Midelar und Meris westlich des oberen Val di Concei, endlich der Monte Viesch

sammt der Cima la Cingla und dem Monte Cava oberhalb Tiarno di sotto zu bezeichnen. Das Haupteinfallen in dieser Scholle ist ein steil gegen Nordwest gerichtetes, so dass die jüngeren Schichten innerhalb derselben an den nordwestlichen Rändern erscheinen, während gegen Südosten sich die tieferen Schichtglieder einstellen. Der öfters erwähnte Querbruch scheidet diese Scholle in zwei Theile. In dem nordöstlich gelegenen erscheinen hier zu besprechende Bildungen längs des Steilabsturzes der Toffin-Impichea-Masse zwischen Ballino und der Bocca di Tratt. Die gesammte Mächtigkeit der Felswand längs dieses Absturzes besteht aus Grenzdolomit. Derselbe taucht unter den mächtigentwickelten, dünngeschichteten, dunklen, liassischen Kalken zuerst im unteren Torrente Lecco südöstlich bei Ballino auf und hebt sich von da gegen die Cima d'Impichea, nördlich von der Bocca di Tratt gegen das Val Sorda hinüberziehend. Unter diesen Grenzdolomiten erscheinen Lithodendronkalke und Contorta-Mergel, welche in einer ganz merkwürdigen Weise an den tiefer liegenden Kreidebildungen der Höhen des Monte Leone, Monte Vender, Monte Fiesco, sowie an den oberjurassischen Schichten der Bocca di Tratt abstossen. Am mächtigsten sind die rhätischen Schichten im obersten Torrente Toffin aufgeschlossen; hier sind auch zugleich die Grenzverhältnisse gegenüber der östlicher anliegenden Scholle am schönsten entblösst. Weniger deutlich aufgeschlossen sind die Rhätschichten an der Basis der Impichea-Wand im obersten Val Grassi, aber noch an der Bocca di Tratt liegen lose Stücke offenbar rhätischen, von Petrefacten erfüllten Kalkmergels. Es ist beachtenswerth, dass schon Nelson Dale diese unterhalb der Impichea-Dolomite liegenden dunklen Schichten beobachtet und angeführt hat.

Lepsius dagegen erklärt auch die Dolomite des Impichea-Zuges (vgl. pag. 255; Profil XIII) für Hauptdolomit und sagt: „Val di Concei ist in seinem unteren Laufe ein Aufbruch im Hauptdolomite, in welchen rhätische Kalke und eine grosse Scholle von unterem Lias hineingestürzt sind. Der Vorberg zwischen Lenzumo, Bezzecca und Val di Molîni ist dem dahinter aufragendem Hauptdolomite vorgeworfener Lias. Bei Lenzumo sind die Kalke auch auf der Ostseite des Thales dem Hauptdolomite vorgeworfen. Gleich oberhalb Lenzumo zieht die Verwerfung durch und das Thal ist nun beiderseits von hohen wilden Hauptdolomitklippen eingeschlossen. Hoch hinauf zum Zackengrate des Monte Pichea steigt der Hauptdolomit, indem er die Jurakalke des Monte Pari abwirft, während im Westen der Monte Viesch, ganz aus Hauptdolomit bestehend, die jüngeren Formationen auf seiner Schulter trägt. Weiter oben im Val di Concei kommen beiderseits graue Liaskalke mit Hornstein am Hauptdolomite herunter, ohne dass rhätische Schichten dazwischen lägen u. s. f.“

Diese Anschauungen und Mittheilungen von Lepsius sind nur theilweise richtig. Wahr ist es, dass gleich oberhalb Lenzumo eine Verwerfung (der Längsbruch zwischen der mittleren und östlichen Scholle der Gaverdina-Gruppe nämlich) durchläuft und dass das Thal oberhalb Lenzumo beiderseits eine Strecke weit vom Hauptdolomit eingeschlossen wird, aber dieser Hauptdolomit in der Tiefe des Val di Concei hängt weder mit dem von Lepsius für Hauptdolomit erklärten Dolomite des Monte Viesch, noch mit den Dolomiten des Monte Impichea

unmittelbar zusammen und dass nördlich von ihm und den Liaskalken des oberen Val di Concei die rhätischen Schichten fehlen, erklärt sich dadurch, dass zwischen Beiden die grosse Querstörung (man könnte sie der Kürze wegen als den Croina-Pallone-Bruch bezeichnen), deren Existenz schon wiederholt erwähnt wurde, liegt. Im Val Viesch (Val dei Molini) oberhalb Lenzumo kann man sich davon überzeugen, dass der Hauptdolomit der rechten Thalseite regelmässig von Contorta-Schichten überlagert wird, über welchen ebenso regelmässig die Dolomite des Monte Viesch folgen, welche demnach ohne Zweifel als Grenzdolomit anzusehen sind. Am linken Abhange des Val Viesch dagegen stösst der Hauptdolomit thalaufwärts unmittelbar an Hornsteinkalke des obersten Jura und an Kreide-Biancone an, so dass die unterste Ecke des linken Abhanges in diesem Thale tektonisch zu dessen rechtseitigem Abhange gehört, während der Monte Meris aus viel jüngeren Schichten besteht, unterhalb welchen längs der Nordseite des Croina-Pallone-Bruches gegen Osten hin immer ältere und ältere Bildungen zum Vorschein kommen, so im Hauptthale zunächst Lias im Norden gegen Hauptdolomit im Süden, wodurch sich das Fehlen rhätischer Schichten hier erklärt. Die Querverwerfung muss etwa in's Val Sorda hinein fortsetzen, hier aber werden die Verhältnisse schwierig, da der Natur der Sache gemäss etwa in dieser Region Grenzdolomit im Norden an im Süden der Bruchlinie liegenden Hauptdolomit unmittelbar anstossen muss und Dolomit von Dolomit in jedem Falle schwer zu trennen ist. Diese Partie links des Val di Concei bleibt daher, was die vollkommene Richtigkeit der Einzeichnung anbelangt, jedenfalls etwas problematischer Natur, so viel steht indessen wohl fest, dass ein Theil der Dolomitabhänge links oberhalb von Lenzumo thatsächlich dem Hauptdolomite zufällt, während andererseits die Masse des Dolomits im Impichea-Zuge durch das Auftreten von sicher rhätischen Schichten an ihrer Basis mit vollkommener Zuverlässigkeit als Grenzdolomit charakterisirt erscheint.

Die rhätischen Schichten des Val Viesch ziehen unterhalb des Monte Viesch über die Kammhöhe in's Val dei Molini (zwischen Bezzecca und Tiarno di sotto) hinüber, woher sie schon durch die Untersuchungen von Nelson Dale bekannt sind. Die Angaben dieses Autors über die genannte Localität (pag. 16) mögen hier folgen: Am Thaleingange beiderseits liegen dunkle, hornsteinführende Kalke, in beiläufig nördlicher Richtung einfallend. Höher oben im Thale findet man junge Conglomerate und noch weiter thalaufwärts Lagen von schwarzen Kalken, wechselnd mit dünnen Bänken von sehr thonigem, schwarzem, zum Theil in schwarze Schiefer übergehendem Kalke; diese Schichten streichen in Südwest oder Südsüdwest durchs Thal und sind bis zu 60° aufgerichtet. Unter den südlichsten dieser Lagen befindet sich eine solche, die Korallen führt, weiter nach Norden eine andere voll von Mytili und anderen Bivalven. Noch weiter findet man dünnschichtige thonige Kalke mit zahlreichen vegetabilischen Eindrücken — (offenbar Bactryllien). Dieser ganze Complex fällt unter den lichtgefärbten, dolomitischen Kalk ein, welcher höher bachaufwärts sich zeigt.

Ueber die Reihenfolge der Schichten im Val dei Mollini bleiben nach N. Dale Zweifel, die Karte dieses Autors zeigt indessen, dass er den grauen hornsteinführenden Kalk am Thalausgange als liassisch, die

schwarzen petrefaktenführenden Schichten als rhätisch, das darüber folgende dolomitische Gestein als obere rhätische Schichten aufgefasst hat, demnach als dasselbe Niveau, welches hier als Grenzdolomit bezeichnet wurde.

Auch bei Lepsius finden sich (pag. 105) einige Angaben über das Val dei Molini: „Hier sind rhätische Schichten, auf dem Kopfe stehend, eingeklemmt in die Verwerfungsspalte zwischen unterem Lias und dem dahinter aufragenden Hauptdolomite; sie enthalten eine Lumachelle von *Modiola rhätica Leps.*, daneben *Leda percaudata Gümb.*, *Pinna miliaria Stopp.*, während die Thone erfüllt sind von *Bactryllium striolatum Heer*. Oberhalb folgen harte Kalkbänke, bestehend aus Stöcken der *Rhabdophyllia clathrata Emmr.*" Und pag. 246 bemerkt Lepsius noch: „Die Schichten fallen hier mit 60—70° in Westnordwest, dem Hauptdolomite angeworfen."

Wie aus voranstehenden beiden Citaten zu ersehen ist, hat N. Dale auch hier ganz richtig die gegenseitige Lagerung der Rhätschichten und des Dolomites in ihrem Hangenden erkannt und gedeutet, während Lepsius die Grenzdolomit-Masse abermals für Hauptdolomit genommen und so nothwendigerweise äusserst verwickelte Lagerungsverhältnisse erhalten hat (vergl. sein Profil II). Es erübrigt noch, hervorzuheben, dass an der vom Val dei Molini geschnittenen Bruchlinie zwischen der mittleren und der östlichen Scholle des Gaverdinagebirges die zur Scholle des Monte Pari gehörenden Liaskalke des Vorberges von Bezzecca am Hauptdolomite der Viesch-Scholle geschleppt und senkrecht aufgerichtet sind, zum mindesten im Val dei Molini selbst.

Während die Hauptkette des Cadria-Kammes (Zug der Cima Pallone und des Monte Giovo) an der Querstörung von S. Lorenzo-Tiarno gänzlich abzubrechen scheint, erweist sich dem Anscheine nach die Hauptkette der Roccapagana-Masse im Süden jener Querstörung als die Fortsetzung der mittleren Gaverdina-Scholle, jener des Monte Viesch. Es fehlen derselben aber jüngere als rhätische Bildungen gänzlich und auch rhätische Schichten selbst treten nur noch in beschränkter Verbreitung über der herrschenden Masse des Hauptdolomits in diesem Gebirgsabschnitte auf, so insbesondere am Sattel zwischen dem Torrente Sache und den Rango-Wiesen oberhalb S. Lorenzo bei Condino und wohl auch auf jenen Wiesen selbst, obschon sie hier offenbar vom Gletscherschutt gänzlich überdeckt werden. Die an der Sattelhöhe auftretenden Rhätschichten lagern regelmässig über dem nordwestlich einfallenden Hauptdolomite der Kette Le Coste und sind ziemlich fossilreich. Lithodendronkalk-Blöcke fallen sofort auf; in einzelnen derselben stecken zwischen den Korallenästen kleine, zierliche Exemplare der

Terebratula gregaria Suess.

Kalkmergelplatten sind stellenweise erfüllt von Hohldrücken des

Cardium rhaeticum Mer.;

ein ganz ähnliches Vorkommen wurde bereits von Bolbeno bei Tione erwähnt.

Jenseits des Sattels ist die Lagerung nicht so klar; insbesondere das Verhältniss der rhätischen Mergel zu den in sehr regelmässiger

Schichtung sich erhebenden Kalkmassen oder Dolomiten der Cima di Visi hätte noch einer genaueren Begehung bedurft. Theils vom Abstiege jenseits der Sattelhöhe, theils aus Stücken, die in den Gräben, die der Weg gegen Condino zunächst unterhalb der Wiesen passirt, aufgenommen wurden, stammen folgende Arten:

Natica spec.
Myophoria isosceles Stopp.
Anatina spec.
Leda alpina Winkl.
Modiola minuta Goldf. spec.
Gervillia caudata Winkl.?
Pecten spec.
Plicatula Archiaci Stopp.

Südlich der Kapelle S. Lorenzo gegenüber Condino bringt ein Giessbach eine bedeutende Schuttmasse in's Thal herab, die sich gegen den Chiese vorschiebt. Auf diesem Schuttkegel sammelt man in rhätischen Gesteinsstücken, die wohl unzweifelhaft von der Höhe der Rango-Wiesen herabgeführt sind, neben einem Theile der eben angegebenen Arten auch noch:

Avicula contorta Portl.

Einzelne Stücke des rhätischen Gesteins sind ganz erfüllt von Bivalven und bilden einen förmlichen Muschelmarmor.

Die südwestliche Fortsetzung des Bruches zwischen Monte Viesch und der Scholle des Monte Pari scheint an den unteren Abhängen des Le Coste-Kammes gegen Val Ledro und Val Ampola hinzuziehen. An diesem Abhange nämlich erscheinen steilgestellte rhätische Kalke an den Hauptdolomit angelehnt, die in der Nähe der Wasserscheide in einem grossen Steinbruche aufgeschlossen sind. Hier fand Lepsius (pag. 253) *Terebratula gregaria* und *Rhabdophyllia clathrata* neben zahlreichen kleinen Bivalven. Die dolomitischen Gesteine in der Richtung gegen Tiarno di sopra, welche hie und da auch, kleine isolirte Kuppen bildend, mitten aus dem Thalboden aufragen, dürften demnach wohl dem Grenzdolomite entsprechen, wofür auch der Umstand anzuführen ist, dass südlich gegenüber Tiarno di sotto graue dünnschichtige Liaskalke in derselben senkrechten Schichtstellung, wie sie oberhalb Tiarno di sopra die Rhätschichten zeigten, anzutreffen sind — das Ganze ist offenbar die Fortsetzung der Schleppungserscheinungen des Val dei Molini, nur dass hier gegen Südwest auch die nächsttieferen rhätischen Niveaus hinzutreten, was vielleicht auf eine allmälige Ausgleichung der Störungslinie in dieser Richtung hindeuten dürfte. Dass vielleicht noch die analogen Störungen im Hauptdolomitgebiete der Roccapagana oberhalb Storo mit dieser Störungslinie im Zusammenhange stehen, wurde bereits oben gelegentlich erwähnt. Eine genauere Begehung der Roccapagana würde indessen nothwendig gewesen sein, um das sicherzustellen.

Die rhätischen Ablagerungen an der westlichen Thalseite der Wasserscheidehöhen zwischen Val Ledro und Val Ampola sind nur durch die Thalauswaschung getrennt von der Masse rhätischer Bildungen,

welche von hier aus am östlichen Gehänge gegen Südosten ansteigend eine weitausgedehnte Oberfläche bedecken, die gesammten Gehänge zwischen Tiarno einerseits und der Linie S. Martino—Alpe Giù andererseits für sich allein zusammensetzen, über die Wiesenflächen beiderseits des Val Giugea hinanziehen zu den Tremalso-Alpen und hier unmittelbar in die gewaltig entwickelten rhätischen Massen des Monte Lanino (Monte Lorina, Cima Tavalò, Monte Camerone) übergehen.

Das ist das ausgebreitetste Terrain rhätischer Ablagerungen innerhalb des von mir begangenen Gebietes und wohl eines der interessantesten aller Rhätvorkommnisse der Südalpen überhaupt. Es besteht im Süden fast allein aus den beiden tieferen Schichtgruppen der Contorta-Mergel und Lithodendronkalke, in seiner nördlichen Hälfte ist es noch von bedeutenden Massen der Grenzdolomite, sowie zum Theil auch noch von liassischen Schollen (südlich der Linie Bezzecca—Tiarno) überlagert. Ueber Bezzecca hin steht es in unmittelbarem (nur oberflächlich durch die Thalauswaschung unterbrochenem) Zusammenhange mit den Rhät-Aufschlüssen der südwestlichen Abhänge des Monte Pari und durch diese mit jenen zu beiden Seiten der Ponale-Schlucht. Die rechts vom Ponale bleibende Rhätscholle des Monte Cadrione und Palaër ist nur durch die breite, bis auf den Hauptdolomit hinabreichende Einsattlung des Monte Nota und Monte Stadrinom von der zusammenhängenden rhätischen Decke des Lanin-Tremalso-Zuges getrennt. Dieses ausgedehnte Gebiet rhätischer Ablagerungen ist vorzüglich das Untersuchungsfeld Nelson Dale's gewesen, dessen ausserordentlich genaue und sorgfältige Beobachtungen im Nachfolgenden eingehend benützt worden sind und in jeder Hinsicht bestätiget werden konnten. Beginnen wir mit Nelson Dale bei Pieve di Ledro und zwar südlich gegenüber von diesem Orte an dem schönen natürlichen Profile der Kette des Corno-Zuges (Monte S. Martino bei N. Dale). Vom Fusse des hier senkrecht auf's Streichen durchschnittenen Bergzuges des Corno gibt N. Dale, pag. 11, folgendes Profil, von den tiefsten Schichten beginnend:

1. Dolomit, nach und nach dunkler werdend.

2 *a*. Eine dünne Schichte schwarzen Kalkes mit Austern.

2 *b*. Aehnlicher schwarzer, compacterer Kalk.

3. Dolomitischer Kalk, ähnlich dem Dolomite 1, gegen oben ebenfalls dunkler werdend.

4. Dunkelgrauer oder schwarzer Kalk in dünnen und gleichmässigen Lagen. In seinen unteren Partien liegt eine Schicht, etwa 3' dick, die ganz von Terebrateln erfüllt ist; die oberen Bänke enthalten Feuersteinknollen.

Alles fällt gegen Nordwest oder Nordnordwest ein. In den oberen Schichten sollen, wie Nelson Dale zu Bezzecca erfuhr, Ammoniten gefunden worden sein.

Es ist in dem angeführten Profile 1. Hauptdolomit, 2. Contortamergel und -kalk, 3. Grenzdolomit, 4. Lias. In den Contortamergeln liegen auch hier petrefaktenführende Bänke, in denen besonders

Modiola minuta Goldf. spec.
Cardita austriaca v. Hauer

auftreten. In den höheren Schichten (Lithodendronkalk) dieses Profils schaltet sich eine mergelige Bank voll

Terebratula gregaria Suess.

ein.

Besonders zahlreiche Beobachtungen sammelte N. Dale über die Lagerung der Schichten an der Kette des Monte Corno (zwischen Cima Casette und Pieve di Ledro). Point 1 bei N. Dale entspricht der Lage der Alpe Giù. Auch hier wird das Einfallen als ein nach Nordwest gerichtetes constatirt. Die Schichtfolge ist hier nachstehende:

1. Im Liegenden Hauptdolomit, nach oben dunklere Färbung annehmend.

2. Fester schwarzer Kalk mit thonigem Kalk und Schiefer wechselnd, an der Alpe Giù mit *Pinna*, *Pecten*, *Cardium*, *Mytilus*, *Natica*, *Bactryllien* (?) und Fischzähnen. Nach oben folgen schwarze Kalke mit dunkelbläulicher Verwitterungsfläche, welche bis unter die Felszacken der Corno-Kette anhalten, welche aus

3. sehr zähem, graulich gefärbtem, compactem, dolomitischem Gesteine bestehen.

Genau dieselbe Reihenfolge beobachtete N. Dale an dem Parallelrücken von S. Martino. Gleiche Beobachtungen machte Dale auch auf dem noch weiter nordwärts liegenden, mit den beiden Rücken von Giù und S. Martino parallelen Ausläufer der Corno-Kette. Auch hier fanden sich *Natica*, Bivalven, Echinidenstacheln und „*vegetable impressions*“ (*Bactryllien ?*).

Indem Nelson Dale, pag. 20, nun zunächst die Schichtfolgen von Giù und S. Martino mit jener südlich von Bezzecca constatirten vergleicht und parallelisirt, kommt er zu der gewiss richtigen und unanfechtbaren Folgerung, dass der schwarze Kalk mit Hornstein, der im Thale über dem dolomitischen Gesteine 3 folgt, ebenso über dem dolomitischen Kalke, welcher die Corno-Gipfel bildet, folgen sollte und müsste, wenn derselbe hier nicht zufällig bereits abgewaschen wäre. Auf diese Weise gelangt N. Dale zu einem sicher festgestellten Normalprofile, in welchem

1. Hauptdolomit,
2. Schwarze rhätische Kalke,
3. Eine Masse von dolomitischem, heller oder dunkler gefärbtem Gesteine,
4. Dunkle, zum Theil hornsteinführende, ohne Zweifel liassische Kalke in vollkommen regelrechter Ueberlagerung aufeinanderfolgen.

Sehen wir gleich, was Lepsius über diese Gegenden mittheilt. Zunächst sind seinen Angaben einige Bestimmungen von Petrefakten zu entnehmen. Für die Localität S. Martino nennt er (pag. 105 und 248):

Ostrea alpina Winkl.
Lima punctata Sow.
Cardium reticulatum Dittm.
Pinna papyracea Stopp.
Gervillia angusta Münster.
Myophoria inflata Emmr.
Cidaris spec.

Für die Alpe Giù wird angeführt: *Cardita austriaca v. Hauer.*

Das ausgezeichnete Profil der Corno-Kette hat Lepsius unglücklicherweise vollkommen missdeutet. Pag. 247 sagt er: „Von Pieve di Ledro zieht ein zackiger Grat von Hauptdolomit hinauf nach Süden zum Tremalzo; auf der Ostflanke dieses Casette-Grates sind bei der Capelle S. Martino und auf dem nächstsüdlichen Vorsprunge Schollen von Contorta-Mergeln hängen geblieben [1]". Hier gibt nun Lepsius in einer Anmerkung N. Dale's Profil vom Grate der Cima Casette wieder und bemerkt hiezu, dass er sich von so regelmässiger Lagerung, wie sie Dale angebe, nicht habe überzeugen können; freilich sei der Dachsteindolomit schwer vom Hauptdolomite zu unterscheiden. Dale habe ja sein Profil auch von verschiedenen Punkten der Cima Casetti zusammengesetzt.

Es ist schwer verständlich, wie Lepsius es über sich bringen konnte, sich mittelst dieser Anmerkung über so weitgehende Differenzen wegzusetzen, wie sie zwischen seinen und Nelson Dale's Beobachtungen und Anschauungen sich hier ergeben. Ich kann nur hinzufügen, dass N. Dale's Ansichten vollkommen richtig sind, während Lepsius hier abermals der Verkennung des Grenzdolomits zum Opfer fällt (vergl. sein Profil XII). In Folge dieses Umstandes ist das Kartenfragment des Val Ledro bei N. Dale weitaus besser und richtiger als die Lepsius'sche Karte in dieser Gegend.

Indem nun Lepsius im Widerspruche mit den vollkommen klaren Lagerungsverhältnissen den Grenzdolomit als Hauptdolomit auffasst, kommt er zu seinen ganz merkwürdigen Ausscheidungen und zu äusserst ungewöhnlichen Profilen und gerade die aus diesem Fehler sich herleitenden Consequenzen haben ihn wohl hauptsächlich dazu verleitet, jene gewaltsamen tektonischen Vorstellungen sich anzueignen, die er durch sein ganzes Werk hindurch in zum Theile äusserst gewagten, der Gewaltthätigkeit der dadurch vorzustellenden Vorgänge angepassten Ausdrücken anschaulich zu machen sucht und welche in den durch die überlagernden Formationen „hindurchgestossenen", „starren" Hauptdolomiten, den auf diesen „aufgespiessten" Rhätmergeln, den in die weitauseinanderklaffenden Bruchspalten „hineinstürzenden" Liaskalken, den von einer Thalseite auf die andere, ja selbst über die ganze Breite des Garda-See's „hinübergeworfenen", sowie anderen Schichtcomplexen „an- und vorgeworfenen" Terrainschollen, den die jüngeren Formationen „mantelförmig um sich her abschüttelnden" Dolomitklötzen und in zahlreichen anderen ungeheuerlichen Redewendungen ihren Gipfelpunkt erreichen, und die schliesslich allesammt darauf hinauslaufen, dem Hauptdolomite nahezu die Rolle eines sogenannten „activen" Gebirgsgliedes zu ertheilen.

Schliessen wir nach dieser Abschweifung hier an, was über die Rhät-Ablagerungen nördlich des Ledro-Thales am Fusse des Monte Pari bekannt ist. Ueber die Schichtfolge, welche man am Anstiege von Pieve di Ledro zum Monte Pari aufgeschlossen findet, theilt N. Dale,

[1]) Die Mittheilungen von Lepsius, pag. 253, besagen ungefähr dasselbe, von einer wörtlichen Reproducirung derselben kann daher wohl abgesehen werden.

pag. 13, Folgendes mit: Das Einfallen ist ein nach Nordwest gerichtetes, ziemlich stark geneigtes. Es folgen übereinander:

1. Dolomit, am Fusse des Gebirges zwischen Pieve und Mezzolago von der Strasse angeschnitten (Hauptdolomit).

2. Weicher, schwarzer Kalk, sehr thonreich, über 100' mächtig (Contortaschichten).

3. Dolomitischer Kalk, 800' (Grenzdolomit).

4. Harter, schwarzer Kalk mit Hornstein 600' (Lias).

Die sub 2. angeführten schwarzen Kalke, also die Contortaschichten, findet man auch aufgeschlossen in der Nähe eines Ziegelofens in dem kleinen, vom Monte Pari herabkommenden Thälchen, welches unmittelbar in Pieve selbst in's Hauptthal mündet. An jener Stelle fand N. Dale einige grosse Austern, Mytili und andere Bivalven, sowie einen kleinen Saurierzahn. Ebenso fand er die Kössener Schichten anstehend etwas oberhalb des Fussweges zwischen Pieve und Locca, auch hier Bivalven führend. Desgleichen constatirte er die Fortsetzung dieses Schichtencomplexes gegen Osten, und zwar in dem Seitenthale oberhalb Mezzolago.

Lepsius erwähnt von dieser letztgenannten Stelle (pag. 105 und 252) das Vorkommen von *Modiola minuta Goldf.* und *M. rhaetica Leps.* Im Uebrigen sind auch für diese Partie seine Angaben nicht sehr klar. Vor Allem zeichnet er den rhätischen Streifen an den Abhängen des Monte Pari wiederum in viel zu bedeutender Höhenlage ein. Ferner sagt er pag. 105: „Gleich hinter dem Wirthshause des Hauptortes Pieve di Ledro stehen am Fusse des Berges schwarze Kalke an, in denen einige Austernbänke, *Plicatula Archiaci Stopp.*, sich einschalten." Pag. 252 liest man: „Bei Pieve di Ledro sind Contortaschichten am Hauptdolomite abgesunken; sie liegen gleich hinter den letzten Häusern von dem kleinen vom Pari herabkommenden Thälchen an am Fusse der Bergwand gegen Bezzecca hin; in schwarzen Thonen und Kalken liegt eine Austernbank, welche Benecke (Trias und Jura, pag. 33) erwähnt; es ist *Plicatula Archiaci Stopp.* Daneben im Kalke *Modiola rhaetica.* Dale fand hier einen Saurierzahn (pag. 15 l. c.) Etwa 1000' hoch steigt man in dem genannten Thälchen von Pieve aus aufwärts, bis man gleichfalls die schwarzen rhätischen Kalke über dem Hauptdolomite in der Fortsetzung der Partie oberhalb Mezzolago am Monte Pari antrifft. Doch sind hier die rhätischen Schichten stark verworfen und reducirt, auch die oberen Kalke und Dolomite bei dem Mangel an Versteinerungen schwer vom überlagernden Lias zu trennen."

Ich habe mir die grösste Mühe gegeben, die Lepsius'schen Angaben mit jenen von N. Dale und meinen eigenen Beobachtungen in Uebereinstimmung zu bringen, aber umsonst! Die genaue Angabe der Localität, an welcher Benecke die erwähnten Austern fand, sucht man l. c. pag. 36 vergebens; es heisst nur „dicht bei Pieve". Wenn aber Lepsius diese Angabe auf N. Dales' Fundorte bei Pieve (point 8 und 71) beziehen zu können und jene Fundorte mit einem auf seiner Karte am untersten Thalgehänge zwischen Pieve und Locca hinziehenden Rhätvorkommen identificiren zu können glaubt, so befindet er sich sicherlich in einem mehrfachen Irrthume. An der neuen Strasse zwischen Pieve und Locca steht bis zum halben Wege Hauptdolomit an und erst

gegen Locca hin können die rhätischen Schichten vom point 71 N. Dale's zum Thale herabkommen. Hat also Lepsius ober Mezzolago die rhätischen Schichten zu hoch eingezeichnet, so gilt für das Vorkommen von Pieve wohl das Gegentheil, sie sind in zu tiefer Lage eingetragen, wobei nicht behauptet werden soll, dass die Lepsius'sche Einzeichnung für Locca selbst unrichtig sei, denn über Locca und östlich von Bezzecca durchziehend müssen sich die rhätischen Ablagerungen beider Thalgehänge in Verbindung setzen. Aber der schmale Streif von Locca gegen Pieve existirt kaum in der von Lepsius angegebenen Weise und gerade auf diesen müssen sich alle jene Angaben, die von rhätischen Schichten unmittelbar bei Pieve reden, beziehen. Ferner begreift man nicht, warum Lepsius die Rhätpartie von oberhalb Mezzolago nicht auch weiter westlich oberhalb Pieve durchstreichen liess, umsomehr, da er sie ja in dem mehrfach erwähnten Thälchen oberhalb Pieve beobachtet hat?

Es bleibt noch hinzuzufügen, dass nördlich vom See der — oberhalb Pieve weder stark verworfene, noch sehr reducirte, sondern im Gegentheile mächtig entwickelte, wohl aber schlecht aufgeschlossene — Rhätzug in der Gegend zwischen Molina und Biacesa (etwa bei Barcesina) das Thalniveau erreichen muss, da sich hier beiderseits die höher liegenden kalkigen und dolomitischen Massen in die Ponaleschlucht gegen Osten hinabsenken. Von ihnen soll weiterhin noch die Rede sein. Vorerst wollen wir noch zu dem Hauptverbreitungsgebiete rhätischer Schichten südwestlich vom Lago di Ledro zurückkehren. Wie schon aus N. Dales' Beobachtungen hervorgeht, heben sich die in Nord-West einfallenden Rhätschichten gegenüber Bezzecca heraus, streichen unter den Grenzdolomitkämmen des Corno hin, legen sich lappenförmig über die aus Hauptdolomit gebildeten Stützpfeiler der Cornokette bei S. Martino und Alpe Giù und erstrecken sich südlich von dem kleinen Gipfel der Cima Casette weit gegen Südosten, indem sie zu dem hochaufragenden Monte Tremalso (1970 M.) ansteigen, dessen Höhe aus den wohlgeschichteten Lithodendronkalken gebildet wird, während die Contortamergel in der Einsattlung zwischen ihm und dem nächsten in Süd-Ost liegenden, von N. Dale Monte Darzo genannten Hauptdolomitgipfel durchziehen. Die nordwestliche Kuppe des Monte Tremalso besteht schon aus Grenzdolomit, der von da einerseits an den Höhenkämmen gegen Sta Croce, andererseits gegen Bezzecca hin am Monte Corno seine Schichtköpfe erhebend als weite, von zahlreichen Wasserrissen durchfurchte, gebogene (weil gegen Tiarno hin abermals in entgegengesetzter Richtung steilaufgerichtete Schichten zeigende) Scholle sich im Allgemeinen gegen Norden hinabsenkt und nur hie und da noch grössere Partien von Lias trägt, die sich wohl zu zwei ausgedehnteren Lappen auf den Höhen rechts und links von den gegenüber Tiarno di sotto ausmündenden Einrissen concentriren; die Einzeichnungen sind übrigens hier schematisch, da ich von diesem Terrain-Abschnitte zu wenig gesehen habe. Unter dem Grenzdolomite des von der Cima Casette gegen Sta Croce ziehenden Kammes heben sich die rhätischen Schichten aus dem Val Ampola und dem oberen Val Ledro gegen Südosten — (auch am Anstiege gegen Sta Croce ist die Lagerung eine sehr gestörte, vielleicht noch im Zusammenhange mit den Ver-

hältnissen an der jenseitigen Thalseite) — ziehen oberhalb der Kapelle Sta. Croce durch über die weiten Wiesenflächen der Prati del Monte zu den Tremalso-Alpen und setzen sodann die mächtige Masse des Monte Lanino ganz allein zusammen. Hier tritt am allerschärfsten — in Folge der ausserordentlichen Mächtigkeit der rhätischen Schichten an dieser Stelle — die Unterabtheilung der ganzen Masse in die Contortamergel, die Lithodendronkalke und den Grenzdolomit hervor. Cima Tremalso besteht an ihrer Höhe aus Lithodendronkalk, ebenso die hohen Felsabstürze allseitig um den Monte Lanino. Zwischen Tremalso und Lanino ziehen oberhalb der Tremalso-Alpen die rhätischen Mergel über die Höhen zur Malga Prapian hinüber, wo sie sich mit den aus Val Assat kommenden Contortaschichten vereinigen; sie setzen unterhalb des Lanino im obersten Quellgebiete des S. Michelethals ein breites Wiesenband zusammen, laufen über Bocca Lorina in's Lorinathal hinab und aus dessen nordöstlichem Quellbache über den Bragonesattel wieder zu den Tremalso-Alpen zurück. Auf den Höhen des Lanino liegen über den Lithodendronkalken noch einige isolirte Reste von Grenzdolomiten, an ihren Felsformen auch aus der Ferne erkennbar. Die schönsten Aufschlüsse der rhätischen Schichten dieses Gebietes bietet bekanntlich Val Lorina. Dieselben sind von N. Dale und ganz besonders von Lepsius mit grosser Sorgfalt studirt worden, und zwar hat der Erstere vorzüglich den südöstlichen, der Letztere dagegen den nordöstlichen Quellbach berücksichtigt. Ich habe es nicht für zweckmässig gehalten, an diesen Localitäten abermals Detailstudien über die Schichtfolge vorzunehmen und muss mich daher grösstentheils auf die Wiedergabe des von beiden genannten Autoren Mitgetheilten beschränken, glaube jedoch, dass es nicht ganz überflüssig sein dürfte, durch einen genauer durchgeführten Vergleich der beiderseitigen Angaben dieselben in möglichsten Einklang zu bringen. Es sollen daher in Nachstehendem die von N. Dale und Lepsius gemachten Angaben über jenes interessante Profil nebeneinanderstehend folgen:

Schichtfolge der rhätischen Ablagerungen im Val Lorina, und zwar:

Im nördlichen Quellbache desselben nach Lepsius l. c. p. 100 ff.	Im südöstlichen Quellbache desselben nach N. Dale l. c. pag. 27 ff.
Hauptdolomit des Mte. Bragon im Liegenden.	Hauptdolomit der Cima della Guardia im Liegenden.
	1. Schwarze Schiefer und Kalke mit *Ostrea*, *Mytilus*, Pecten, *Cardium*, *Gervillia* (?), Echiniden, Korallen und Einlagerungen von dolomitischem Kalke, 30'.
	2. Zäher, lichter Kalk, 40'.
I. Schwarze Thone, Schiefer und Mergel als unterste rhätische Schichten, 50'.	3. Schwarzer Schiefer mit Bivalven.
II. Plattenkalke und Dachschiefer, oft papierdünn, dazwischen bituminöse, schwarze Kalke. Darin *Modiola minuta Goldf.*, *Modiola rhaetica Leps.*, *Gervillia praecursor Qu.*, Gastropoden, Pentacriniten etc, 95'.	4. Schwarze, stark gefaltete Kalke, 15'.

III. Schwarze Thone und Thonschiefer, kleinstückig zerfallend, 35'.	5. Schwarze Schiefer.
IV. Zweite Plattenkalke und Dachschiefer mit Thonzwischenlagen. Plattenkalke bis 1' dick, 80'. *Ophiura Dorae Leps.* *Cidaris Cornaliae Stopp.* *Cardium reticulatum Dittm.* *Modiola minuta Goldf.* „ *rhaetica Leps.* *Gervillia praecursor Qu.* „ *angusta Münst.* *Pentacr. cf. bavaricus Winkl.* *Lucina Stoppaniana Dittm.* *Lima punctata Low.* *Ammonites spec.* 3 Exemplare.	6. Schwarzer Kalk, 10'.
V. Kleinstückige Thonschiefer, Mergel und schwarze Thone, mit einigen harten Kalkbänken, 45'.	7. Schwarze Schiefer, 30'.
VI. Dritte Plattenkalke und schwarze, bituminöse Kalke mit Schiefern und Mergeln dazwischen. Oft sehr dünne, klingende Platten, 115'.	8. Schwarzer Kalk und Schiefer; klingende Platten etc., 75'.
VII. Schwarze Mergel und Kalke mit zwei Fuss starken gelben Bänken von Breccien, Kalkstücke mit Gyps verkittet. In der Breccie Klüfte mit Quarz ausgefüllt und in diesen wasserhelle Quarz - Doppelpyramiden. Wechsellagerung mit schwarzen Mergeln und Thonen, 25'.	9. Schwarze Schiefer, 40'.
VIII. Thonschiefer, Mergel und Steinmergel. Thon voll *Bactryllium striolatum Heer.*, *Cerith. Hemes Orb.*, *Cyrena rhaetica Leps.*, 30'. IX. Schwarze Thone mit harten Kalkbänken und Mergeln wechsellagernd. Lumachelle voll weissschaliger Cyrenen, die Thone erfüllt von Bactryllien u. *Cerithium Hemes.* Hauptlager der Petrefacten, 40'. *Avicula contorta Portl.* *Cardita austriaca Hauer.* *Cyrena rhaetica Leps.* *Cerith. Hemes Orb.* „ *Donati Stopp.* „ *crassecostatum Stopp.* *Turbo Lorinae Leps.* „ *fallax Leps.* *Ostrea alpina Winkl.* *Plicatula Archiaci Stopp.* *Gervillia praecursor Qu.* „ *angusta Münst.* *Modiola minuta Goldf.* „ *rhaetica Leps.* „ *gracilior Leps.* *Myophoria inflata Emmr.* „ *Reziae Stopp.* *Leda percaudata Gümb.* *Anatina rhaetica Gümb.* *Bactryllium striolatum Heer.*	10—18. Wechsel von schwarzen Kalken mit dunklen Schiefern, welche gelbliche Lagen, die von kleinen Gastropoden erfüllt sind, führen; daneben zwei Bivalven und kleine vegetabilische Eindrücke (offenbar Bactryllien), ca. 100'.

Loligo-Schulpe.
Schmelzschuppen und Fischzähne.

IX *a*. Bänke compacten Kalkes von 12 bis 15' Mächtigkeit, die um den ganzen Abhang des Lanino herumziehen.

X. In den nächsten 200' wechsellagern die Thone und Mergel mit schwarzen, harten, bituminösen Kalken; letztere nehmen gegen das Hangende immer mehr und mehr zu. In den Thonen: Bactryllien, *Cyrena rhaetica* und *Cerith. Hemes*; daneben *Avicula contorta*, *Cardita austriaca Leda percaudata*. In den oberen schwarzen Kalken noch *Pinna miliaria Stopp.*, *Gervillia angusta Münster* und *Cassianella spec.*

XI. Lithodendronkalk in einer Mächtigkeit von 500'. Schwarze, wohlgeschichtete Kalke mit etwas Thon und Mergel dazwischen Einzelne bis 17' mächtige Bänke von Dolomit und dolomitischem Kalk im oberen Theile. Besonders in den unteren Theilen Schichten ganz aus *Rhabdophyllia clathrata Emmr.* gebildet. Höher die *Terebratula gregaria Suess*, stets Lumachellen bildend.

19. Schwarzer Kalk mit bläulicher Verwitterungsfläche in dünnen Lagen. Fischzähne, *Pinna*, Korallen etc.

20. Schwarze Schiefer mit Bivalven.

21 *a*. Zwei nahe übereinander liegende Bänke von massigem, zähem, grauem Kalke, 15—20' mächtig.

21 *b*. Massiger, grauer Kalk, wechselnd mit schwarzen Kalken mit bläulicher Verwitterungsfläche. Wenige Fossilien. Glieder 19—21 zusammen ca. 1000' mächtig.

In der hier wiedergegebenen Schichtfolge lassen sich einige grössere zusammengehörige Complexe unterscheiden, und zwar:

I—VI. Mergel und Plattenkalke von ca. 400' Mächtigkeit mit mariner Fauna, dann über den

VII—X. Breccien und Rauchwacken an 300' Mergel und Thone mit *Avicula contorta*, Cyrenen, Cerithien etc., also zum Theil brackischer Fauna, endlich die

XI. Lithodendronkalke mit *Rhabdophyllia* und *Terebratula gregaria*, ca. 500' mächtig.

Die Gesammtmächtigkeit beträgt etwa 1200 Fuss.

1—18 (I—IX Lepsius) mit vorherrschend schieferiger Entwicklung, also Wechsel von schwarzen Schiefern mit Einlagerungen von Kalkbänkchen mit gelblicher Oberfläche und Bänken von schwarzem Kalke, in den unteren Partien mit *Ostrea*, *Pecten*, *Cardium*, *Gervillia* u. s. f., in den oberen Partien mit Bactryllien, Bivalven und kleinen Gastropoden — das Ganze ca. 1000' mächtig.

19—21 (X—XI Lepsius) mit vorherrschend kalkiger Entwicklung — ebenfalls ca. 1000' mächtig.

Die Gesammtmächtigkeit beträgt etwa 2000 Fuss.

Wie man aus dieser vergleichenden Tabelle ersieht, lassen sich die Angaben von Lepsius und Nelson Dale, was das Val Lorina anbelangt, sehr gut vereinigen, ein Umstand, der wohl ebenso für die Richtigkeit und Genauigkeit der einen, wie für die der anderen spricht. Eine Ausnahme macht nur Glied IX *a*, die mächtigen Kalkbänke, welche Lepsius wohl ohne Zweifel in Folge eines Versehens zu tief angesetzt hat (man vergleiche hier die von ihm selbst mitgetheilte Ansicht loc. cit. pag. 102) und die eigentlich an die Basis der Lithodendronkalkmassen gehören, demnach als XI *a* (entsprechend N. Dale's 21 *a*) zu bezeichnen und an der betreffenden Stelle einzuschieben wären. Das Vorhandensein dieser beiden mächtigen Kalkbänke hebt N. Dale besonders hervor, sie bilden in der That eine höchst auffallende Eigenthümlichkeit des Lanino-Abhanges.

Als beachtenswerth sind die Lagerungsverhältnisse in Val Lorina hervorzuheben. Die Lagerung der rhätischen Mergel gegenüber dem Hauptdolomite ist eine etwas ungewöhnliche. Auf der Höhe des Bragonsattels nämlich stossen die Hauptdolomite des Monte Bragon unmittelbar an die mächtigen dritten Plattenkalke Lepsius' an, jenes Niveau, welches in den tieferen rhätischen Schichten den hervortretendsten Horizont bildet; gegen die Tiefe des Val Lorina hin erst treten die tieferen (von Lepsius mit den Nummern 5—1 bezeichneten) Schichten darunter auf. Pag. 241 sagt daher Lepsius: „Mit ganz bedeutender Verwerfung sind die rhätischen Schichten zwischen dem Hauptdolomite des Monte Bragon und Monte Caplone (westliche Fortsetzung des Monte Guardia) niedergesunken."

Jenseits im südöstlichen, von N. Dale untersuchten Seitengraben liegen über dem Hauptdolomite der Cima della Guardia an der Bocca Lorina aber schon die tiefsten Schichten I von Lepsius, welche indessen wohl sicher erst den Schichten 3 Nelson Dale's entsprechen, während die Glieder 1 und 2 in dem Profile N. Dale's nur in der Thaltiefe beobachtet wurden, wie denn N. Dale, pag. 29, ausdrücklich betont, dass diese beiden Schichtglieder an der Bocca Lorina fehlen. Es ist somit auch auf dieser Seite am Sattel weniger als in der Thaltiefe von den älteren rhätischen Schichten vorhanden und auch an der Bocca Lorina müsste man somit eine Verwerfung zwischen Hauptdolomit und Rhätschichten annehmen. Andererseits aber scheint sowohl hier als am Bragone, und auch längs der beiden Thalfurchen die Ueberlagerung des Hauptdolomits durch die rhätischen Schichten eine concordante zu sein, da man allenthalben die Bänke des Hauptdolomites steil geneigt unter die rhätischen Mergel einschiessen sieht.

Dieses steile Einfallen des Hauptdolomits zeigt sich aber nur ganz nahe der Grenze gegen die rhätischen Ablagerungen, es scheint daher einer steilen, knieförmigen Biegung der Gesammtmasse zu entsprechen, während weiterhin thalabwärts im Val Lorina horizontale Lagerung des Hauptdolomites herrscht. Besonders deutlich ist das am Monte Bragon der Fall, dessen Masse in zwei ziemlich scharf contrastirende Theile zerfällt, eine westlichere mit horizontaler Schichtung und eine südöstliche, deren Bänke in der Richtung gegen das nordöstliche Quellthal des Val Lorina unter die daselbst aufgeschlossenen rhätischen Bildungen plötzlich mit sehr steiler Neigung einfallen. Wollte man nun auch

einen Bruch zwischen dem Hauptdolomite des Monte Bragon und den rhätischen Schichten annehmen, um die mächtigere Schichtfolge der letzteren in der Thaltiefe (resp. das Auftreten liegenderer Schichten, welche der Sattelhöhe fehlen) zu erklären, so fragt sich doch, was denn das Einfallen des Hauptdolomits unter die rhätischen Schichten längs der ganzen Linie zu bedeuten habe? Sollten nicht vielmehr diese tiefsten rhätischen Ablagerungen des Val Lorina als locale, etwa linsenförmige Einschaltungen aufzufassen sein, und könnte nicht vielleicht hier an der oberen Grenze des Hauptdolomits die rhätische Mergelablagerung an einigen Stellen früher begonnen haben, als an anderen, so dass wir hier in den obersten Hauptdolomitmassen und den untersten Rhätschichten etwa correspondirende Faciesgebilde vor uns hätten? Bei der entschieden gestörten Schichtstellung, welche rhätische Ablagerungen sowohl als Hauptdolomit des obersten Val Lorina aufweisen, wird die Entscheidung solcher Fragen hier schwerer sein, als an Orten, an denen die Lagerung eine ruhige ist.

Im Uebrigen stellen die rhätischen Schichten des Monte Lanino den Rest einer synclinal gebogenen Masse dar, was schon N. Dale und Lepsius hervorgehoben haben, und zwar ist deren nordwestlicher Schenkel steiler aufgebogen als der südöstliche, wie man insbesondere schön vom Tremalso aus wahrnehmen kann (vergl. N. Dale's Skizze Nr. 6).

Rhätische Schichten des Monte Cadrione. Blickt man von der Bocca Lorina gegen Nordosten, so sieht man jenseits des wüsten Hauptdolomitgebirges des Val S. Michele und des Val Bondo eine prachtvoll geschichtete Bergmasse sich erheben, jene des Monte Cadrione, das wahre Spiegelbild des Monte Lanino und Monte Tremalso. Der Monte Cadrione gehört dem Gegenflügel einer Anticlinale an, deren Axe man sich etwa durch den Monte Stadrinom südlich vom Lago di Ledro verlaufend denken kann. Aus dieser Thatsache allein ist mit grosser Wahrscheinlichkeit der Schluss zu ziehen, dass dieselbe Formation, welche den Monte Tremalso bildet, auch an dem Aufbaue des Monte Cadrione mindestens in sehr hervorragender Weise, wo nicht ausschliesslich, betheiligt sein werde. Ich glaube daher, dass Lepsius im Unrechte ist, wenn er, nachdem er den Monte Tremalso und Monte Lanino als Rhät eingezeichnet hat, die Hauptmasse des Cadrione und der Cima Pallaër (bis auf ein dünnes Band von Lithodendronkalk an der Basis) für Lias erklärt; in meiner Auffassung finde ich Unterstützung bei Nelson Dale. Dieser gibt für den Kamm des Cadrione (Monte Nota), pag. 10, nachstehende Schichtfolge, welche vom Notasattel an in's Hangende vorschreitend (gegen Nordost) angetroffen wurde:

1. Hauptdolomit mit *Turbo,* Bivalven etc.

2. Dunkler, compacter und fester Kalk von schwarzer, oliven- und graulichbrauner Farbe, in den braunen Lagen mit einigen Rhynchonellen und einer kleinen *Natica.* Auch *Pinna* und eine Korallenschicht. Gegen oben übergehend in

3. sehr helles und zähes Gestein, mit einer einzigen Lage (westlich oberhalb S. Antonio) mit einigen Gastropoden, gegen oben noch heller, nahezu weiss; im Ganzen gegen 1000′ mächtig.

Von südlich oberhalb Legos (Südwest ober Bré) kennt N. Dale in rhätischen Schichten *Pecten* 2 spec., *Natica*, *Mytilen*, *Pinna* und andere Bivalven, auch Korallen.

Wichtig ist N. Dale's Angabe (pag. 52), dass die oberen Gesteine seines Monte Nota (Cadrione) in den Monte Giumela und bis Riva fortsetzen, und bei Riva selbst von schwarzen hornsteinführenden Kalken überlagert werden. Er deducirt daraus, dass die Gesteine der Ponalstrasse dem dolomitischen Niveau oberhalb der rhätischen Mergel und Kalke angehören müssen.

Diesen oberen dolomitischen, theilweise auch kalkigen Complex beiderseits der Ponale-Schlucht scheidet N. Dale noch von den unterlagernden, scharfgeschichteten oberen Massen der rhätischen Ablagerungen, welche evident den Lithodendronkalken des Monte Tremalso und Lanino entsprechen, hält ihn aber ebenfalls (pag. 60) noch für rhätisch. Ich glaube, dass man N. Dale hier vollkommen beistimmen kann. Soviel ich zwischen Riva und Molina, sowie in der Umgebung von Pregasina und S. Antonio gesehen habe, gehören alle diese Massen von helleren, hie und da dolomitischen, zum Theil äusserst dickbankigen Kalken, welche gegen Riva immer mehr und mehr zu Dolomiten werden, ohne dass man eine scharfe Trennung von dolomitischen und kalkigen Niveau's vornehmen könnte, noch in den Bereich des oben als Grenzdolomit angeführten Horizonts. Ist das richtig, so wäre zwischen Riva und dem Ponale gar kein Hauptdolomit vorhanden; derselbe würde erst südlich vom Ponal-Falle am Ufer des See's sich herausheben, während die hier anhebende Terrasse von Pregasina dem Durchziehen der Rhät-Mergel entspräche.

Oberhalb Pre (man vergleiche hier die oben citirten Angaben von N. Dale!) breiten sich zwischen dem Hauptdolomit des Monte Martinel und den wohlgeschichteten Lithodendronkalkmassen des Monte Cadrione üppige Wiesen aus, deren Unterlage aus Contorta-Mergeln besteht. Man sammelt hier leicht aus lose herumliegenden Blöcken die typischen Bivalven. An den Abhängen zwischen dem Sattel des Monte Nota und der oberhalb Pregasina liegenden Malga Palaër, da wo der Weg den Rücken zwischen Monte Palaër und Monte Gazzo übersetzt, liegen ebenfalls noch die typischen petrefactenerfüllten Mergelplatten der Kössener-Schichten [1]). Im obersten Thalkessel des Grabens östlich von jener Stelle fand sich in grauem Kalke ein Megalodus, der nur aus den oberen rhätischen Schichten stammen kann. Ueber der Malga Palaër ist die rhätische Terrasse noch sehr deutlich entwickelt, weiterhin oberhalb und bei Pregasina jedoch dürften ihre Gesteine schwerlich leicht nachzuweisen sein, schon des Gletscherschuttes wegen, der hier in enormen Massen aufgehäuft liegt. Auch in das obere Val S. Antonio zieht das Rhät tief hinein, erst unter Malga Vil schliessen die beiderseits herabkommenden hellen, zum Theil dolomitischen Kalke zusammen und sind vom Bache in einer äusserst pittores-

[1]) Durch diese, sowie die voranstehend gemachten Mittheilungen berichtigen sich auch die beiden Bemerkungen bei Lepsius, pag. 249: „auf dem Hauptdolomite fehlen unter den Monte Cadrione-Massen die eigentlichen Contorta-Mergel vollständig“ und pag. 251 „von Riva bis zum Ponale Hauptdolomit; darüber stark gebogen und verworfen die marmorisirten Jurakalke; Rhät nicht zu entdecken.“

ken Schlucht durchbrochen. Man hat hier eine muldenförmige Lagerung zu constatiren, deren Axe durch die Niederung von S. Antonio und jenseits des Ponale über Prati di sotto verläuft, also eine fast genau nordsüdliche Richtung einhält. Der östliche Flügel dieser Mulde steht sehr steil, insbesondere zu beiden Seiten der Ponale-Schlucht und über die Rocchetta gegen das untere Val Grassi hin, seine Schichten legen sich aber gegen Osten bald flacher — in anticlinalem Sinne, um gegen den See und gegen Riva hinab abermals ein plötzliches Einknicken in östliche Fallrichtung bei znm Theil äusserst steiler Schichtstellung anzunehmen. Oberhalb Riva hängen die grösstentheils dolomitischen Kalkbänke drohend gegen die Stadt herab; am Fusse lehnt sich grauer hornsteinführender Liaskalk dagegen an, steil aufgerichtet oder überkippt. Nur die Gipfel zeigen von dieser Seite flacher liegende oder gebirgseinwärtsfallende Schichtung. Uebergänge zwischen beiden Schichtstellungen sind an der Höhe der Abhänge ebenfalls deutlich wahrzunehmen.

In der Ponale-Schlucht sind diese Gesteinsmassen nur stellenweise dolomitisch, die dolomitischen von den nichtdolomitischen Partieen übrigens nicht zu trennen; das kalkige Gestein ist hellgelblich gefärbt, dickbankig, und erinnert an die unter den Noriglio-Schichten liegenden Massen des Aufschlusses im Val Arsa oberhalb Roveredo. Korallen, Echinodermenreste, Gastropoden-Durchschnitte erscheinen auf seinen Flächen.

Dasselbe Gestein steht am Wege von Biacesa zu den Prati di sotto hinauf an, auch hier zum Theile mit dolomitischen Partieen in unregelmässiger Weise abwechselnd. Der östliche Flügel der Mulde von S. Antonio setzt über die Rocchetta in gleicher sehr steil nach Westnordwest fallender oder senkrechter Schichtstellung in's Val Grassi fort, und man trifft in diesem nahe dem Thalausgange unterhalb Campi diese Gesteine wieder, in derselben Lagerung und hier wieder nahezu ausschliesslich aus Dolomit bestehend.

Val Vestino. Im Val Vestino, dem südlichsten bewohnten Gebiete von Tirol, verzeichnet die Lepsius'sche Karte — und zwar bei und oberhalb Magasa gegen den Monte Caplone und die Cima della Guardia — eine ziemlich ausgedehnte Partie rhätischer Schichten. Pag. 245 sagt der genannte Autor Folgendes: „Der grösste Theil des Val Vestino besteht aus Hauptdolomit; darauf lagern die rhätischen Schichten ziemlich stark verworfen und aufgespiesst von den starren Dolomiten. Die unregelmässige Lagerung macht es schwer, hier immer die Lithodendron-Kalke und Dolomite von den unterlagernden Hauptdolomiten zu trennen, denn die Contorta-Mergel sind meistens verworfen und verquetscht und über den Dolomiten vom Wasser fortgeführt. Das breite Plateau oberhalb Magasa, auf dem sich frische grüne Wiesen und Gebüsch ausdehnen, erkennen wir im Gegensatze zu den fast kahlen, zerklüfteten Dolomiten sogleich als rhätisch: zahlreiche Blöcke von Lithodendren, *Terebratula gregaria*, *Aviceln*, *Modiola* bestätigen sogleich unsere Vermuthung; daneben sind vom Wasser die unteren Contorta-Thone angerissen, in denen wir *Avicula contorta* selbst, *Cyrena rhaetica*, *Cerithium Hemes*, *Leda percaudata*, *Cardita austriaca* und andere für diese Schichten charakteristische Versteinerungen in grosser Menge

finden. Die Schichten fallen vom Caplone-Passe nach Süden; die Lithodendronkalke sind abgerutscht auf den unteren Thonen und nach Süden auf den Hauptdolomit aufgeworfen. Die Häuser auf den oberen Wiesen sind gebaut aus schwarzem Lithodendronkalk. Zum Dorfe Magasa steigt man hinab über Lithodendronkalke — eine Abwechslung von plattigen grauen und schwarzen Kalken, grauen dolomitischen Kalken und weissen Dolomitbänken. Darunter liegen, wenig mächtig, aufgespiesst zwischen zerbrochenen Hauptdolomiten, Contorta-Mergel."

Diese hier vollinhaltlich citirten Angaben von Lepsius fordern zu mancherlei Bedenken heraus, insbesondere, wenn man sie mit den Einzeichnungen der Lepsius'schen Karte vergleicht. In der That ist man, wenn man von dem hohen Uebergange zwischen Monte Tombea und Cima della Guardia herabsteigt, überrascht, tief unter den Hauptdolomit-Massen der Kette, auf deren Höhe man steht, die freundlichen grünen Wiesenflächen oberhalb Magasa zu erblicken und erwartet mit einiger Spannung, was denn da für Ablagerungen zu finden sein werden. Der Abstieg dahin durch die Hauptdolomite erscheint endlos. Diese Hauptdolomite der Cima Tombea und Cima della Guardia fallen vollkommen deutlich flach nach Nord resp. Nordwest ein und tauchen jenseits des Kammes ebenso deutlich unter die rhätischen Ablagerungen der Alpenwiesen oberhalb Bondone, sowie in Folge einer eigenthümlichen bereits besprochenen Knickung auch unter die rhätischen Schichten des Val Lorina hinab. Allenthalben gegen das Val Vestino hinab erscheinen Schichtköpfe und steile Abstürze. Obwohl durch die eigenthümliche Lagerung im Val Lorina vorbereitet und desshalb darauf achtend, ob nicht der Hauptdolomit der Cima Tombea in der Tiefe gegen Val Vestino ebenfalls mit plötzlicher steiler Knickung in südöstlicher Richtung einfalle, konnte ich mich doch von dem Vorhandensein einer solchen Knickung nicht überzeugen,, sondern erhielt den Eindruck, als ob alles im Val Vestino Aufgeschlossene einem tieferen Niveau, als die Hauptdolomite der Cima Tombea sind, angehören würde. Ich war daher überrascht, am Fusse dieser Hauptdolomite, da, wo die Wiesenflächen oberhalb Magasa beginnen, noch im Gebiete des felsenbildenden Hauptdolomits selbst zahlreiche lose Blöcke rhätischer Schichten anzutreffen, Lithodendronkalke sowohl als Bivalvenplatten, und auf den Wiesenflächen selbst schwarze splitternde Mergelschiefer, die allerdings an die Rhätmergel des Val Lorina zunächst erinnerten, in Wasserrissen aufgeschlossen zu sehen; letztere erschienen mir petrefactenleer. Von da hinab nach Magasa selbst, sowie am linken, gut aufgeschlossenen Gehänge des Val Magasina gegen die Prati di rest hinauf wurde nirgends auch nur eine Spur von rhätischen Schichten gefunden und es gehören die hier auftretenden dunklen, dolomitischen, zum Theil auch mergelschieferartigen Gesteine ganz entschieden der eigenthümlichen Ausbildungsweise des Hauptdolomites an, von welcher oben ausführlicher die Rede war. Ich würde nun nicht anstehen, die oberhalb Magasa vorkommenden Rhätblöcke für lose Stücke, die von einer ehemals existirenden, auf den Höhen des Monte Tombea gewiss vor nicht allzu langer Zeit vorhanden gewesenen, allgemeinen Rhät-Decke herrühren, zu betrachten, wenn nicht Lepsius aus anstehenden unteren Contorta-Thonen oberhalb Magasa zahlreiche Fossilien (vergleiche oben!) citiren

würde. Oder sollten die angeführten Fossilien nicht hier gefunden, von Lepsius vielmehr nur als überhaupt jene unteren Contorta-Thone charakterisirend genannt worden sein? Hier eine Entscheidung zu wagen, geht umsoweniger an, als meine eigenen Beobachtungen gerade für diese Partieen des Gebietes zu wenig zahlreiche sind.

Rhätische Schichten zwischen Val Lorina und Val Inola. Nordwestlich der Kette des Monte Tombea und Monte Caplone begegnet man einer ausgedehnten Partie von rhätischen Ablagerungen auf den Wiesen Sull'Alpe nordöstlich oberhalb des Dorfes Bondone. Die rhätischen Schichten dieses Vorkommens besitzen eine ansehnliche Mächtigkeit, es fehlen ihnen aber bereits die höheren Glieder und nur die eigentlichen Contorta-Mergel sind noch erhalten. Ihre Schichtstellung ist eine ziemlich gestörte, sie fallen aber zweifellos ebenso von dem Kamme des Monte Caplone, auch von der gegenüber jenem sich erhebenden Cima Spessa (Monte Alpo) ab, sind sohin im Allgemeinen synclinal gelagert. Auf dem Wege, welcher von den Alpenwiesen zu dem Caplone-Sattel hinanführt, beobachtet man völlig klar, in der Nähe des mit der Höhenangabe 1538 Meter bezeichneten Punktes, die regelmässige Ueberlagerung des Hauptdolomites der Caplone-Kette durch die rhätischen Schichten. Auch hier — wie im Val Lorina — scheint der Hauptdolomit gegen den Fuss der Kette hin plötzlich steiler einzuknicken, um unter das Niveau der Rhät-Mergel hinabtauchen zu können. Weniger klar ist das Verhalten zwischen beiden Schichtcomplexen gegen Südwest und Nordost von diesem Punkte, gegen Nordost hin ist indessen das steile Einschiessen des Hauptdolomits am Fusse der Kette immerhin noch deutlich erkennbar. Lepsius (pag. 247) nimmt auch hier eine Verwerfung zwischen Hauptdolomit und Rhät an, ähnlich wie am Monte Bragone. Nahe über dem Hauptdolomite liegen hier an den Wiesen in den rhätischen Schichten zahlreiche, von Bivalven erfüllte kalkreichere Bänke, in denen wie überall Modiolen am besten erhalten sind, weiterhin gegen das Centrum der Mulde in hangenderen Niveaus stellen sich bröcklige Mergel ein, sowie plattige Kalke und alle die Ausbildungsweisen des Val Lorina. Gegen den Fuss der Cima Spessa hin beobachtet man zahlreiche Störungen und Biegungen, im Allgemeinen aber fallen die Mergel auch von der Cima Spessa ab und zwar unter einem beträchtlichen Neigungswinkel. Die Wände der Cima Spessa selbst zeigen horizontale Schichtung, ihrem Fusse gegen die Wiesen vorgelagert aber ist ein Felslabyrinth, welches aus zerrissenen Ueberresten von steil unter die Rhätmergel einfallenden Dolomiten besteht, so dass sich hier an der Nordwestseite der Synclinale dieselbe Erscheinung wiederholt, wie zwischen den Hauptdolomiten des Bragone und Monte della Guardia gegen das Val Lorina und ähnlich aber greller als an dem gegenüberliegenden Flügel des Monte Caplone.

Lepsius (pag. 247) hält dafür, dass der Zackengrat des Monte Alpo (C. Spessa) durch die flachen Gehänge der Contorta-Schichten hindurchgestossen sei und in der That ist der Contrast zwischen den Wiesenflächen der rhätischen Ablagerungen und den Wänden des darüber sich erhebenden Hauptdolomitcolosses ein so bedeutender und die Aneinandergrenzung scheint so unvermittelt (vergl. Lepsius, pag. 246), dass man jene gewaltsame Deutung bei Lepsius für diesen Fall

wenigstens begreiflich und einigermassen gerechtfertigt finden kann. Allerdings hat Lepsius den Uebergang aus der Schichtstellung der Hauptdolomitwände des Monte Alpo in jene der vorlagernden Dolomite und Rhätmergel dabei ausser Acht gelassen. Noch ist zu erwähnen, dass Lepsius die gypshältigen Zellenkalke in den schwarzen Bactryllienmergeln auch hier fand. Aus diesem Niveau mögen vielleicht die schönen Quarzdoppelpyramiden (Marmaroscher Diamanten) stammen, welche von den Sennern nach Regengüssen hier gesammelt werden, nach Analogie des Val Lorina, wo ja Lepsius ebenfalls Quarzkrystalle in diesen Schichten fand.

In einer recht sonderbaren Weise biegt sich die Fortsetzung der rhätischen Synclinale zwischen Caplone und Monte Alpo in südwestlicher Richtung gegen Bondone hinab. Oberhalb Bondone auf den Casali-Wiesen trifft man zahlreiche lose rhätische Gesteine und nach der ganzen Configuration des Terrains ist kaum zu zweifeln, dass die Unterlage dieser Wiesen aus rhätischen Schichten gebildet werde. Unter den Petrefakten ist auch hier *Modiola minuta Goldf.* am leichtesten zu erhalten. Auch Lepsius (pag. 246) beobachtete dieses Vorkommen von Rhät, hielt aber die schwarzen, bituminösen Niveaus des Hauptdolomits um Bondone selbst, sowie bei Magasa, für Lithodendronkalk. Bondone selbst steht noch auf diesen Hauptdolomiten, die rhätischen Schichten sind erst höher in den Casali-Wiesen zu finden. Von hier nennt Lepsius *Leda percaudata*, *Cyrena rhätica* und Crinoidenplatten. Die Lagerung der rhätischen Schichten wäre hier gar nicht zu beurtheilen, wenn man nicht die Schichtstellung des darunter liegenden Hauptdolomits, insbesondere am rechtseitigen Gehänge des Val Inola, oberhalb Bondone, deutlich wahrnehmen könnte.

Rhätische Schichten westlich vom Idrosee. Die muldenförmige resp. synclinale Lagerung der Rhätschichten zwischen Monte Spessa und Monte Caplone, in Verbindung mit dem eigenthümlichen Sichhinabsenken dieser Schichten gegen Bondone scheint eine Verbindung anzudeuten mit einer jenseits des Idrosees liegenden Partie rhätischer Schichten, deren Ausdehnung eine nur beschränkte, während ihr Vorkommen an sich von tektonischer Bedeutung ist. Der Hauptdolomit am unteren Caffaro besitzt, wie schon erwähnt, eine überkippte Schichtstellung, welche gegen Süden hin allmälig in eine senkrechte und in eine sehr steil gegen Südost fallende übergeht. An den südöstlichen Gehängen der das Val Levrazzo im Süd-Ost begleitenden Bergkette beträgt der Neigungswinkel des Hauptdolomits immer noch 50—60°. Weiter südlich dagegen, vom Val Viperone an, herrscht flaches Fallen nach Nord-West. Man hat es also hier mit einer Synclinale zu thun, deren südöstlicher Flügel flach, während ihr nordwestlicher Flügel sehr steil einfällt. Die Axe dieser Synclinale erstreckt sich in der Richtung von San Antonio gegen den Monte Meghe. In dieser Mulde des Hauptdolomits erscheinen nun als letzte Ueberreste jüngerer Ablagerungen rhätische Mergel und Kalke, die am Ufer des Sees selbst von den Strassen angeschnitten werden. Am Strasseneinschnitte unterhalb der Kapelle S. Antonio nördlich von Anfo fallen die rhätischen Schichten noch nach Nordwest; weiterhin trennt sich von der Hauptstrasse die nach Bagolino führende Strasse und unweit nördlich von dieser Stelle

erscheinen die rhätischen Schichten an beiden Strassen mit steilem Süd-Ost-Fallen besser aufgeschlossen. Es sind zum Theil Mergel, zum Theil knolligkalkige Bänke. An der unteren Strasse sammelt man leicht zahlreiche Exemplare der grossen, in den lombardischen Rhätablagerungen weitverbreiteten

Pholadomya lagenalis Schafh.,

ferner *Modiola minuta Goldf. spec.*;

an der oberen Strasse fand sich aus den Mergeln ausgewittert ein gut erhaltenes Stück von

Avicula contorta Portl.

Diese Rhätschichten von S. Antonio setzen gegen Südwesten fort als ein breiter, grüner Wiesenstreifen und heben sich zugleich derart, dass ihr Ende etwa südlich der Cima dell' Ora in die Luft ausstreicht. Unterhalb des von Val Re in's Val Levrazzo hinüberführenden Sattels trifft man noch — hier schon sehr reducirt — oberhalb der flach liegenden Hauptdolomite des Val Re und vor den senkrecht stehenden Hauptdolomitschichten der Cima dell' Ora typische petrefactenführende Rhätgesteine, zum Theil ganz ähnlich jenem des Cadriazuges, speciell der Fundpunkte oberhalb Cologna und Condino. Von Petrefacten wurden hier gesammelt:

Myophoria isosceles Stopp.
Anatina spec.
Avicula contorta Portl.
Modiola minuta Goldf. spec.
Ostrea spec. und andere Bivalven.

Die Axe der Synclinale setzt fort über die Einsattlung zwischen Cima dell' Ora und Monte Meghe, so dass letzterer noch dem südlichen, flachliegenden Flügel, Cima dell' Ora und deren Fortsetzung, der Monte delle Spezie dem steilaufgerichteten Nordflügel zugehören. Am flachen Nordabhange des Monte Meghe gegen den obersten Thalkessel des Val di Levrazzo liegen hie und da noch lose Stücke rhätischen Gesteines als letzter Rest der ehemaligen rhätischen Decke.

Rhätzug der lombardischen Aussenzone.

Der südliche, der lombardischen Aussenzone zufallende Zug rhätischer Schichten beginnt offenbar zwischen dem Hauptdolomite am rechten Ufer des unteren Val Toscolano und den darüber lagernden liassischen Massen des Monte Pizzocolo und Monte Le Spina, welche beiden Bergrücken zwischen Val Toscolano und Val Degagna eine einzige, nahezu ununterbrochene, steile Felswand, unter der eine weichere Terrasse durchläuft, dem Inneren des Gebirges zukehren. Im Gebiete des Torrente Toscolano habe ich sichere rhätische Schichten nicht gefunden; an der Stelle, an der ich den muthmasslichen Zug rhätischer Ablagerungen kreuzte (nordöstlich unterhalb Bocca della Spina) habe ich nur, allerdings in sehr ungenügenden Aufschlüssen, dünngeschichtete dolomitische, etwas unebenflächige graue Mergel und nur wenige lose Stücke von Gesteinen, die an typische Rhätgesteine erinnerten,

zu Gesichte bekommen. Darüber, gegen die Bocca hinauf, den Sattel selbst bildend und noch in's Val Seterolo hinabziehend, lag helles dolomitisches Gestein, welches wohl sicher dem Grenzdolomite der Berge von Ledro gleichzustellen ist.

Im Val Degagna, und zwar an der Stelle, an welcher der Kalkzug des Monte Le Spina und Monte Presteno vom Thale geschnitten wird, bei Follo, nahe oberhalb Vobarno, sah ich in den Mauern am Wege so zahlreiche Blöcke evident rhätischer Gesteine, dass an dem Durchstreichen rhätischer Schichten unter der Kalkmauer der genannten Berge nicht gezweifelt werden kann. Besonders bemerkenswerth ist wohl für diese Stelle das Vorkommen von Platten sehr weicher, mergeliger Gesteine, die unmöglich von weither geführt sein können, sondern deren Anstehendes ganz in der Nähe sein muss. In einem Stücke solchen Gesteins fand sich

Avicula contorta Portl.

Weiterhin gegen Westen konnte ich das Fortstreichen des rhäthischen Zuges bisher nicht verfolgen; es ist dasselbe übrigens durch die Untersuchungen von Ragazzoni und Curioni bekannt und durch die petrefactenreichen Localitäten Clibbio, Vallio, Caino und Lumezzane hinreichend markirt.

Rhätische Schichten von Eno im Val Degagna. Es erübrigt nur noch einer isolirten Partie rhätischer Schichten zu gedenken, welche hoch oben im Val Degagna, in der Flussgabelung unterhalb des Ortes Eno liegt. Dieses kleine Vorkommen befindet sich in äusserst verstürzter und verbrochener Lagerung zwischen allseitig sich erhebenden Massen von Hauptdolomiten in die Tiefe des Thales eingesunken. Es macht diese Rhätpartie den Eindruck, als ob sie durch allmälige allseitige Unterwaschung in diese Lage gerathen wäre. Man trifft innerhalb derselben alle Ausbildungsweisen der rhätischen Schichten, Bivalvenplatten, Cyrenengesteine, Bactryllienschiefer, besonders zahlreich aber Lithodendronkalke und in Blöcken von letzteren wieder etwas häufiger als gewöhnlich Brachiopoden, und zwar nicht nur die auch sonst häufige *Terebratula gregaria Suess*, sondern auch Bruchstücke von grossen Exemplaren der

Spiriferina uncinata Schafh.

nebst zahlreichen Jugendformen von Rhynchonellen.

Bekanntlich ist es bisher nicht gelungen, in den Gebieten östlich des Gardasees rhätische Schichten mit Sicherheit nachzuweisen. Dass auch hier rhätische Ablagerungen vertreten seien, dafür spricht wohl sehr eindringlich das Auftreten gewisser Fossilien in den obersten Partien des „Hauptdolomites" dieser Gegenden, welche Fossilien, stammten sie aus sicher rhätischen Ablagerungen westlich vom Lago di Garda, man ohne Zweifel für specifisch bestimmbar halten würde. Es sind das insbesondere die in den oberen Dolomiten des Monte Baldo und des Monte Porto bei Campofontana (vergl. Verhandlungen 1878, pag. 59 und pag. 399) aufgefundenen Brachiopoden. Da Brachiopoden dem

Hauptdolomite sonst nahezu fehlen, die an diesen Localitäten vorkommenden Steinkerne von solchen aber mit *Terebratula gregaria Suess* und *Spiriferina uncinata Schafh.* äusserst genau übereinstimmen, so wird es nicht allzu gewagt erscheinen, in diesen oberen Partieen des „Hauptdolomites" im Osten des Gardasees Aequivalente des Rhät, speciell der oberen rhätischen Schichten der Lombardei und Judicariens, also der Lithodendronkalke und Grenzdolomite, sehen zu wollen. Es wäre doch ein allzusonderbarer Zufall, wenn östlich des Lago di Garda den geradezu als Leitfossilien der oberen rhätischen Schichten der Lombardei zu betrachtenden beiden Brachiopoden so ausserordentlich ähnliche Arten in einem wesentlich verschiedenen Niveau ebenfalls zahlreich auftreten sollten. Näher liegt hier wohl die ersterwähnte Annahme. Zugleich würde durch die Fixirung dieser obersten Dolomite als rhätischen Ablagerungen zufallend ein Anhaltspunkt gewonnen sein gegenüber jenen Bestrebungen, welche die veronesischen Liasbildungen immer wieder tief unter den „grauen Kalken" im Bereiche der Dolomitmassen suchen möchten. Dass der Dolomit resp. eine dolomitische Entwicklung gerade hier in verschieden hohe Niveaus hinaufreichen könne, soll damit nicht bestritten werden, da mir sehr wohl bekannt ist, dass in diesen Gebieten selbst oberjurassische und cretacische Gebilde auf weite Strecken hin dolomitisch ausgebildet auftreten oder vielleicht besser, dass sie nachträglich dolomitisirt wurden.

Lias.

Nachdem Benecke („Trias und Jura in den Südalpen", pag. 34 und pag. 101) zuerst auf das Vorkommen liassischer Schichten vom Charakter des brescianischen Medolo im Val di Concei bei Pieve di Ledro hingewiesen hatte, hat zunächst N. Dale bei seinen Untersuchungen diese Ablagerungen mitberücksichtiget und innerhalb derselben eine Reihe sehr bemerkenswerther Funde gemacht, von denen insbesondere jener des Vorkommens von Ammoniten in den fucoidenführenden höheren Liasschichten des oberen Val di Concei hervorzuheben ist; über diesen Schichten wurde von ihm das Vorhandensein brachiopodenreicher Ablagerungen constatirt. Diese Funde wurden später von Lepsius weiter verfolgt und die von N. Dale gesammelten Cephalopoden zugleich näher untersucht. Nach Lepsius stammt zunächst ein als *Arietites hungaricus Hauer spec.* bestimmtes Fragment aus dem Kalke des Vorberges von Bezzecca (l. c. pag. 121, bei N. Dale pag. 18) und charakterisirt diese Schichten als unteren Lias. Die von der Glera di Val di Concei von N. Dale mitgebrachten Ammoniten, welche in Brauneisenstein umgewandelt sind und aus fuciodenreichen grauen Kalken von Medolo-Facies stammen, wurden von Lepsius als *Lytoceras fimbriatum Sow.*, *Phylloceras heterophyllum* und *Ph. Nilssoni Héb.*, *Harpoceras radians Rein.* und *H. cfr. complanatum Brug.* bestimmt, besitzen also grösstentheils oberliassischen Charakter und sind demnach wohl der Fauna des „Medolo" zu parallelisiren.

Der erwähnte unterliassische Ammonit der Gaverdinagruppe ist bis jetzt, so viel mir bekannt, ein Unicum geblieben, die Medolo-Fauna

dagegen ist in jenem Gebirge allenthalben verbreitet und leicht nachzuweisen.

Die Hauptmasse der liassischen Gesteine der Gaverdina besteht aus dünngeschichteten, dunkelgrauen bis schwarzen Kalken, die meist in sehr ebenflächigen Platten brechen, nur in ihren höheren Niveaus hellere Färbungen und zum Theil mergelige Beschaffenheit anzunehmen pflegen und durch ihre ganze Masse hindurch einen bedeutenden Kieselgehalt aufweisen, der sich bald in Schnüren, Knollen und Platten zeigt, bald durch die ganze Masse gleichmässiger vertheilt ist. Die untersten Lagen allein scheinen stellenweise, so besonders südlich von Bezzecca, ziemlich hornsteinfrei zu sein. Die hangenderen, im Allgemeinen hellergefärbten Partien, die ebenfalls weniger hornsteinreich zu sein, oder doch den Hornstein in der Masse gleichmässiger vertheilt zu enthalten pflegen, sind ausgezeichnet durch ihre sehr splitterige Beschaffenheit und durch das häufige Auftreten von fucoidenartigen dunklen Flecken an den Schlagflächen und erinnern dadurch sowohl, als durch ihre oft dünnen Mergelzwischenlagen ganz lebhaft an die liassischen Fleckenmergel der Nordalpen; sie sind die Lagerstätte der Medolo-Ammoniten. Mit den östlich der Gardasee-Linie auftretenden „grauen Kalken“ von Rotzo und Roveredo haben alle diese Ablagerungen nur eine äusserst geringe Aehnlichkeit.

Die Angaben, welche über die Verbreitung dieser liassischen Gesteine im Bereiche der Gaverdinagruppe bisher vorliegen, sind ziemlich spärlich bemessen. Nelson Dale hat sich mit ihnen doch nur nebenher beschäftigt, Lepsius aber hat gerade die Gaverdinagruppe äusserst stiefmütterlich behandelt.

Beginnen wir in der Besprechung derselben mit der Umgebung von Pieve di Ledro. Dieser Ort liegt innerhalb der östlichsten der drei durch Störungslinien getrennten Längsschollen der Gaverdinagruppe. Nach dem hervorragendsten Gipfel derselben könnte man diese Scholle die des Monte Pari nennen. Diese Scholle findet südlich des Ledrothales ihre unmittelbare Fortsetzung und es gehören derselben somit auch die südlich der Linie Bezzecca-Tiarno auftretenden Liaspartien an. Wir kommen hier wieder auf das N. Dale'sche Profil Nr. 1, pag. 13, zurück (vergl. oben). Ueber dem Grenzdolomite liegt hier nach N. Dale dunkelgrauer oder schwarzer Kalk in dünnen und gleichmässigen Lagen. In seinen unteren Partien schaltet sich eine bis 3' dicke Bank mit Terebrateln ein. In den hangenderen Partien liegen zahlreiche Hornsteinknollen; diese Partien sollen nach einer Mittheilung, die man N. Dale in Bezzecca machte, Ammoniten führen. N. Dale vergleicht die flintführenden Lagen im Hangenden dieses Profils ausdrücklich mit den Schichten des gegenüberliegenden Vorberges von Bezzecca und ebenso vergleicht er pag. 15 die gleichartigen Schichten des Vorberges von Tiarno di sotto mit jenen oberen flintführenden Lagen des südlicheren Aufschlusses. Da nun der von N. Dale bei Bezzecca gefundene Ammonit, welchen Lepsius als *Ar. hungaricus Hauer spec.* bestimmte, diesen hornsteinführenden Kalken entstammt, so ist dadurch das Alter der südlich gegenüber Bezzecca liegenden liassischen Ablagerungen ebenfalls gegeben, denn die Schichten dies- und jenseits des Val Ledro bei Bezzecca gehören

evident zu derselben Schichtmasse, wie schon ihr gleiches nordwestliches Fallen lehrt. Die Terebratelbank gehört demnach einem noch etwas tieferen Niveau an, als jener unterliassische Ammonit. Es ist schon erwähnt worden, dass man da, wo diese liassischen Schichten an die Bruchlinie gegenüber der Scholle des Monte Viesch stossen, eine Aufrichtung oder Schleppung derselben beobachten kann, so im Val dei Molini und südlich gegenüber Tiarno di sotto. Ich habe zu dem Profile südlich von Bezzecca nur noch hinzuzufügen, dass in den tiefsten, dunklen, hornsteinfreien liassischen Kalken desselben eine im Niveau von jener Terebratelbank schwerlich weitabweichende Brachiopodenfauna von evident liassischem Charakter vorkommt. Es wurden hier gesammelt und annähernd bestimmt:

Spiriferina cfr. obtusa Opp.
Spiriferina spec. (*aff.* der rhätischen *Emmrichi Suess.*)
Terebratula spec.
Waldheimia aff. Ewaldi Opp.
" *aff. mutabilis Opp.*
" *aff. Beyrichii Opp.*
Rhynchonella cfr. retusifrons Opp.
" *aff. polyptycha Opp.*
" *plur. spec.*

Ausserdem kommen *Pectines* vor, zierlich gerippte Arten, ähnlich denen der Hierlatzschichten, ferner Bänke ganz erfüllt mit kleinen cardienartigen Bivalven und andere, die ganz aus Zerreibsel von Crinoiden und Bryozoën bestehen. Alle Organismen sind sehr klein, zu den grössten Arten gehören noch die Spiriferinen. Alle diese Schichten liegen unter dem hornsteinführendem Niveau, welches auf die Ecke des Abhanges gerade gegenüber der Ausmündung des Val dei Molini beschränkt ist. Ich bin daher der Ansicht, dass Lepsius, wenn er den Lias von Bezzecca und Tiarno als unteren Lias erklärte, dies umsomehr für die Liaspartie südlich von beiden Orten hätte thun müssen. Anstatt dessen gibt hier seine Karte einen grossen Fleck von oberen Lias an, welcher auf Hauptdolomiten aufzuruhen scheint, und gerade an der Stelle, an welcher die hornsteinführenden Kalke liegen, eine Partie von braunen Jura *id est* die später zu erwähnenden Rhynchonellenschichten im Hangenden des „*Medolo*“. Man sucht hier natürlich zunächst nach dem erläuternden Texte und findet denn auch folgende Stellen, welche sich auf die liassischen Schichten südlich des Val Ledro beziehen: Pag. 131: „Dieselben Trochitenbänke (Schichten mit *Rhynch. Clesiana*) mit den Brachiopoden sind auf der Südseite des Ledrothales nahe der Kapelle Sta. Lucia in einem kleinen Wasserrisse aufgeschlossen.“ Weiter pag. 123: „Endlich zeigen sich mit den Ammoniten in der Val di Concei zuweilen Terebrateln, welche südlich Bezzecca am Bergabhange eine Lumachelle bilden, mitten in den grauen Kalken; sie stimmen am besten überein mit *Terebratula punctata Sow.*“ Ich glaube nicht zu irren, wenn ich in dieser Terebratel die von N. Dale angeführte, in den tiefsten liassischen Bänken liegende Form vermuthe. Weiter sagt Lepsius: „Sowohl an der Glera, als bei Sta. Lucia im Val Ledro und an anderen Punkten sind die grauen Kalke des oberen

Lias überlagert von Trochitenbänken, in denen eine typische Doggerfauna liegt." Endlich pag. 253 findet man folgenden Passus: „Westlich des Grates der Cima Casette liegt eine bedeutende Scholle rhätischer und Liasschichten bei Sta. Lucia und Tiarno dem Hauptdolomite an. Die Scholle ist in der Mitte gebrochen, so dass oberhalb Sta. Lucia die Schichten eine synclinale Mulde bilden; östlich vom Casette-Grate fallen die Kalke in Nord-West 30—35°, westlich fallen sie vom Hauptdolomite des Val Ampola in Nord-Ost 25° gegen Tiarno hin. Im östlichen Flügel (an der Casette) finden wir folgende Lagerung: Die schwarzen Rhätkalke sind verquetscht am Hauptdolomite; darüber bauen sich mächtiger die grauen Liaskalke und Dolomite auf; unten fehlen Versteinerungen. Erst eine Terebratelbank auf der Höhe, etwa 1 Fuss mächtig, gefüllt mit *Terebratula punctata Sow.*, lässt auf oberen Lias schliessen, da dieselbe Terebratel in der oberen Val di Concei mit *Ammonites radians* zusammenliegt; weiter hinauf stellen sich Hornsteinbänke ein, gerade wie im oberen Lias des Val di Concei. Endlich treffen wir nahe bei der Kapelle Sta. Lucia graue Kalke mit Trochitenbänken, Rhynchonellen und Terebrateln des braunen Jura; diese Schichten fallen mit 40° in Nord-West u. s. f. u. s. f." Leider sucht man bei Lepsius vergebens nach genaueren Bestimmungen dieser Rhynchonellen und Terebrateln von Sta. Lucia, obwohl derselbe in seinem palaeontologischen Anhange alle ihm bekannten Fundorte der betreffenden Species anführt, ein Umstand, der mich in der Vermuthung bestärkt, dass Lepsius die oben angeführten liassischen Brachiopodenschichten an dieser Stelle für die Schichten der *Rhynchonella Clesiana* gehalten hat. Wie schon erwähnt, hat weder N. Dale Angaben, welche auf das Vorhandesein jener von Lepsius bei Sta. Lucia eingezeichneten Schichten an jener Stelle schliessen lassen, noch habe ich mich von deren Existenz überzeugen können. Wären Ueberreste von ihnen in dieser Gegend vorhanden, so müssten sie der Lagerung nach wohl auf den Höhen der Vorberge von Bezzecca und Tiarno di sotto anzutreffen sein. Was Lepsius in der zuletzt citirten Stelle von den „über den verquetschten Rhätkalken" sich mächtiger aufbauenden grauen Liaskalken und Dolomiten sagt, ist ganz verfehlt, da weder die Rhätkalke verquetscht, noch die Liaskalke mächtig sind, und die unglückselige Bemerkung, dass die Terebratelbank jener liassischen Schichten „auf der Höhe" liege, lässt leider nur allzusehr der Vermuthung Raum, dass die Beschreibung der Schichtfolge jenes Durchschnittes mehr nach dem N. Dale'schen Profile I., pag. 13, als nach der Natur entworfen sein möge [1]).

---

[1]) Nicht einmal die auch pag. 255 von Lepsius wiederholte Bemerkung des Zusammenvorkommens des *Amm. radians* mit der *Terebratula punctata* von Bezzecca S. ist man im Stande, bei N. Dale bestätiget zu finden (vergl. N. Dale, pag. 49; die hier angeführten Terebrateln stammen aus höheren Schichten als der *Amm. radians*). Dass Lepsius über das Lager dieser Terebratel übrigens gar nicht im Klaren war, beweist der Umstand, dass er dieselbe pag. 123 aus oberem, pag. 128 aus mittlerem Lias stammen lässt, wobei er offenbar speciell die Form aus dem oberen Val di Concei im Auge hatte. Letzterer Umstand lässt schliessen, dass sie auch im Val di Concei nicht mit *Amm. radians* zusammen gefunden worden sein konnte, denn wie könnte der mitvorkommende Ammonit sonst oberen Lias repräsentiren?

Die unterliassischen Hornsteinkalke von Bezzecca und Lenzumo sind beiderseits des Val di Concei um den letztgenannten Ort in Steinbrüchen aufgeschlossen. Der Lagerung nach sollten von Bezzecca gegen Lenzumo hin nach und nach jüngere Schichten sich einstellen; in der That stammt der erste, anscheinend oberliassische Ammonitenfund (vergl. Benecke, l. c. pag. 36) aus den Steinbrüchen von Lenzumo, doch sagt Benecke nicht, von welcher Thalseite. Am rechten Gehänge habe ich in dem Bruche unmittelbar oberhalb Lenzumo kein Gestein vom Aussehen des Medolo gefunden, nur Hornsteinbänke führende dunkle Kalke, anscheinend noch einem tieferen Niveau angehörend. Auch N. Dale (pag. 44) notirte daselbst noch dieselben Kalke wie bei Bezzecca, beobachtete aber einige Ammoniten-Abdrücke. Die Feuersteine sind hier ganz erfüllt von Spongiennadeln.

Dasselbe Gestein ist links gegenüber Lenzumo in grösseren Brüchen aufgeschlossen; sein Einfallen ist wie jenseits ein nach Nordwest bis Nordnordwest gerichtetes. Nördlich bei diesen Brüchen mündet der Seitengraben, in dem der Weg zur Bocca di Tratt hinaufführt. Dieser Weg ist für die Beobachtung der Lagerungsverhältnisse sehr ungünstig; die Schichtung ist hier eine ziemlich verworrene und gestörte, doch beobachtet man noch vorherrschend nordwestliches Einfallen. Nicht weit oberhalb der Stelle, an der der Weg in die rechtseitige Thalverzweigung eintritt, stehen schon oberjurassische Hornsteinkalke an. Gegen Südosten heben sich alle Schichten sehr bedeutend, entsprechend ihrem Einfallen und bilden die äusserst wenig aufgeschlossenen Abhänge des Monte Pari gegen Val Concei. An der nordöstlich streichenden Kette des Monte Savale bemerkt man bereits ein Einfallen gegen Südost, welches jenseits der Parikuppe gegen Malga Romai (Bromae der Karte) wieder einem nordwestlichen Einfallen Platz gemacht hat, so dass der Pari selbst in der Axe einer Synclinale liegt.

Weiterhin heben sich die Schichten gegen den Kamm des Monte Oro, welcher, gegen das Ledrothal hin durchschnitten, das prachtvolle Bild einer steilzusammengepressten Anticlinale mit nahezu dachförmiger Wölbung zeigt (man vergleiche die nach N. Dale, pag. 21, copirte Ansicht im Hintergrunde von Profil IX), schiessen gegen die Prati di sotto ebenso steil hinab gegen Südost, um sich jenseits dieser Einsattlung noch einmal nahezu senkrecht über dem darunter auftauchenden Grenzdolomite der Rocchetta aufzurichten. Abgesehen von dieser Längsfaltenbildung senkt sich die gesammte Masse des Monte Pari sehr bedeutend gegen Nordosten hinab, entsprechend dem Ansteigen aller Schichten gegen Südwest, welches südlich vom Ledrothale herrscht. So kommt es, dass südlich von Ledro der Lias nahezu fehlt, dass derselbe am Pari am gleichmässigsten erhalten und vertheilt ist, während gegen die Tiefenlinie von Pranzo-Ballino hin immer ausgedehntere Complexe von jüngeren Bildungen sich auflegen. An den Abhängen oberhalb Pieve di Ledro wies schon N. Dale die südlich von Bezzecca erschlossene Schichtfolge nach (l. c. pag. 13 und pag. 21).

Der Grenzdolomit ist hier, besonders am Aufstiege von Pieve zur Savale-Alpe riesig mächtig entwickelt, und es fragt sich, ob er nicht höher hinaufreicht, als jenseits am Zuge des Corno, wo er, im Thalprofile wenigstens, verhältnissmässig dünn ist. Er setzt oberhalb des

Contortamergelzuges mächtige Felspartien zusammen, über welchen in den mit unheimlicher Steilheit abfallenden Grasflächen die Liaskalke folgen, deren Aufschlüsse hie und da, beispielsweise zwischen Alpe Savale und Alpe Romai, geradezu nur mit Lebensgefahr zu begehen sein würden.

Es wird hier am besten noch eine Bemerkung über die Schichtmassen zu beiden Seiten des Ponale und bei Riva einzuschalten sein. Lepsius sagt darauf bezüglich, pag. 123: „Bemerkenswerth ist, dass die grauen Kalke nahe dem Gardasee aus weissem, dichtem Marmor bestehen; die Berge bei Tignale und Tremosine, der östliche Theil der Cima Palaër, des Monte Giumela, des Monte Pari (um Campi herum) u. s. w. sind aufgebaut zum Theil oder ganz aus lichtem Marmor, der undeutlich geschichtet dem Hauptdolomit aufruht und von Doggeroolith überlagert wird.“ Dieser Passus enthält zahlreiche Unrichtigkeiten. Sehen wir ganz ab von den bei Tignale und Tremosine auftretenden Bildungen, so sind zunächst die um Campi herum auftretenden Gesteine, insoferne man sie als lichte Marmore bezeichnen will, gewiss viel jüngere, grösstentheils tithonische Bildungen. Ich nehme an, dass sich jene Lepsius'sche Angabe speciell auf die Kette des Monte Fiesco und allenfalls auf den Monte Riva unterhalb des Pari bezieht. Denn um Campi südlich liegen liassische Hornsteinkalke, die über die Höhen gegen Prati di sotto und in den Monte Oro fortsetzen. Erst unter diesen Hornsteinkalken folgen die Dolomite und Kalke der Rocchetta (Monte Giumela bei Lepsius), die sohin mit jenen hellen Kalken oberhalb Pari nicht in dasselbe Niveau fallen. Die Massen der Rochetta sind nur durch die Auswaschungsschlucht des Ponale von den gleichalterigen Schichten der Cima Pallaër getrennt und gehören einem Horizonte unterhalb der grauen hornsteinführenden Kalke an, welcher so ziemlich mit dem, was hier als Grenzdolomit aufgeführt wurde, zusammenfallen wird. Ebenso wie bei Prati di sotto und bei Campi legen sich auch bei Riva jene grauen Hornsteinkalke des Lias diesen hellen dolomitischen und kalkigen Massen an und auf. N. Dale vertritt dieselbe Ansicht über das Alter jener hellen Kalke und Dolomite.

Jenseits des Pari liegt das ausserordentlich wenig aufgeschlossene Thal von Campi oder Val Grassi, in welchem die liassischen Schichten in Folge der allgemeinen Senkung gegen Nordost schon weit weniger ausgedehnt auftreten, resp. weit mehr von jüngeren Bildungen überdeckt erscheinen, als am Kamme des Monte Pari. Ueberdies liegen im Thale selbst bis hoch hinauf ausgebreitet glaciale Schuttmassen. Der Fiesco-Kamm fällt vorherrschend jüngeren Bildungen zu; auch gegen die Tiefenlinie von Pranzo-Ballino hinab liegt der Lias unter riesigen Schuttmassen und verrutschten Schollen nahezu gänzlich begraben. Unterhalb Campi in der Schlucht des Torrente Albola dagegen trifft man die in nahezu senkrechter Schichtstellung von den Höhen im Südsüdwesten herabziehenden Hornsteinkalke und darunter erscheint, gegen Riva hinab, der Grenzdolomit. Der Sattel zwischen Campi und Pranzo wird grösstentheils von Gletscherschutt bedeckt; nördlich davon liegen schon die vielfach gefalteten jüngeren Schichten des Fiesco-Kammes; südlich bilden die dunklen liassischen Hornsteinkalke die schroffen Felswände des Monte Tombio, unter welchen die Strasse nach Pranzo ansteigt. Ihre

Schichtung ist eine äusserst gestörte, zerknitterte, zum Theil hängen sie unregelmässig über den Grenzdolomit, welcher gegen die Ebene von Riva darunter heraustritt, hinab und deuten so eine in Form einer der zahlreichen charakteristischen Kniefalten dieser Gegend auftretende Verbindung an mit jenen gleichalten Hornsteinkalken, die in Riva selbst dem Fusse des Gebirges angepresst sind. An der Strasse selbst beobachtet man in Mauern ausser den Hornsteinkalken auch zahlreiche Platten der helleren, fucoidenführenden Medologesteine, die an den Höhen offenbar anstehen müssen.

Der Monte Fiesco zeigt, vom Lago di Tenno aus gesehen, vollkommen deutlich eine synclinale Lagerung seiner Gipfelmassen, welche aus höheren jurasischen, zum Theil wohl auch schon aus cretacischen Bildungen bestehen. Er ist vielleicht als Fortsetzung der Synclinale des Monte Pari zu betrachten. Der nördliche Flügel dieser Synclinale des Monte Fiesco ist etwas steiler aufgerichtet als der südliche, die Schichten heben sich demgemäss gegen Nordwest wieder heraus und deshalb erhält man in der tiefeingerissenen Schlucht des Torrente Toffin abermals Aufschlüsse liassischer Kalke. Das Ansteigen dieser Kalke erfolgt bald in flacherer Weise, bald in einzelnen scharfen knieförmigen Knickungen, die im Kleinen getreu das Bild der grossen Kniefalten wiedergeben. Erst hoch oben im Torrente Toffin biegt sich alles plötzlich in entgegengesetzter Richtung um und schiesst steil unter die darüber sich erhebenden Massen von rhätischen Schichten und Grenzdolomiten, welche die Wände des Monte Impichea bilden, ein.

Aus dem Torrente Toffin ziehen die Liaskalke am Abhange des Monte Vender (Monte Tovacio) gegen Ballino hinauf und verschwinden etwa an jener Stelle des Thaleinschnittes, an welcher der Bach zwischen Monte Tovacio und Monte Leone in das Hauptthal mündet, unter der Thalsohle. Auch hier hat man es wieder mit einer jener zahlreichen scharfen Kniefalten, eigentlich wohl mit der Fortsetzung jener Falte vom Monte Fiesco zu thun, indem die ganze Schichtmasse des Monte Vender und Monte Leone gegen Südost hin plötzlich sehr steil einzuschiessen beginnt und ihre Schichten jenseits, östlich der Strasse, nördlich vom See bereits nahezu oder vollkommen senkrecht stehen; dieser steilaufgerichtete Schichtcomplex wird von der Strasse in der Strecke zwischen dem obenerwähnten Seitengraben und dem Torrente Toffin derartig schief angeschnitten, dass die Fortsetzung der steilaufgerichteten Schichten des Rückens nördlich vom See am linken Ufer des Torrente Toffin unmittelbar oberhalb der Strassenbrücke an den Fuss des Monte Vender zu liegen kommt.

Durch dieses Vorkommen eben ist die Verbindung mit dem steilaufgerichteten nördlichen Flügel der Synclinale des Monte Fiesco angedeutet. An der Strasse oberhalb des Sees und am Anstiege zum Monte Vender begegnet man zahllosen Blöcken des hier durchziehenden höheren Niveaus des „Medolo“ mit Ammoniten und Nautilen von meist schlechter Erhaltung. Das Gestein ist äussert splitterig und scheint einen bedeutenden Kieselgehalt zu besitzen. Besonders häufig sind an dieser Stelle Bruchstücke von grossen, dichtgerippten *Coeloceras-* oder *Stephanoceras*-Arten, am nächsten wohl vergleichbar dem *Stephanoceras Mortilleti Menegh.* Daneben liegen, wie an anderen Fundpunkten dieser

Fauna, Harpoceraten vom Typus des *H. radians*, *Phylloceras*-Arten u. a. m.

Lias in der mittleren Scholle der Gaverdinagruppe.

Gehen wir zu der mittleren Scholle der Gaverdina über, so begegnen wir zunächst ausserordentlich mächtig entwickelten liassischen Schichten in dem schwer zugänglichen Kamme des Monte Toffin. Der Grenzdolomit der Impicheawand senkt sich in nordöstlicher Richtung gegen Ballino herab, so dass man am Eingange zur Schlucht des Rivo Lecco über den jüngsten cretacischen Bildungen der Parischolle ansteigend denselben nur noch in sehr geringer Mächtigkeit erschlossen findet; in nordwestlicher Richtung wird er überlagert von steil nach Nordwesten einfallenden, hie und da etwas verbogenen, dünnschichtigen, grauen Liaskalken. Diese wilde Schlucht des Rivo Lecco wird höher völlig unpassirbar; da, wo der Thalweg durch einen Wasserfall gesperrt erscheint, liegen im Bache zahlreiche von oben herabgeführte Blöcke und Platten des Medolo-Gesteines. Von hier stammt ein ziemlich gut erhaltenes Stück eines

Harpoceras cfr. Domarense Menegh.

Die Liaskalke streichen quer durch den Toffinkamm und erscheinen jenseits desselben im oberen Val Concei wieder, mit demselben steilen Einfallen nach Nordwest. Weiterhin im Westen des Val Concei, in den Kämmen des Monte Midelar und Meris werden diese Gesteine von beträchtlichen Massen oberjurassischer und cretacischer Bildungen überlagert. Gegen die westliche Scholle des Gaverdinagebirges hin ist der ganze nordwestliche Rand der Toffin-Meris-Scholle in der ausgezeichnetsten Weise scharf aufgebogen, eine Erscheinung, die man ebenso im Val Viesch und im Val Lomar, wie im Val di Concei selbst und von den Höhen der Cima Tenera aus ganz deutlich auch in der Tiefe der Schlucht des oberen Rivo Lecco beobachten kann. Die hellergefärbten, ammonitenführenden, fleckenmergelartigen Medologesteine treten erst weit oben im Val di Concei auf, an dem rechten Gehänge, dem Einfallen gemäss, früher als am linken, wo sie erst in der Umgebung der Glera, dem Zusammenflusse der beiden obersten Quellbäche erscheinen. In dem linksseitig gegenüber dem von der Cima Lanciada herabkommenden Graben gelegenen Seitenthälchen findet man noch ausgedehnte Aufschlüsse der steilgestellten Hornsteinkalke, sie sind äusserst petrefactenarm und führen nur hie und da einzelne zerdrückte Brachiopoden oder Bivalven. An der rechten Thalseite des Val di Concei, am Ausgange jenes erwähnten Grabens, und schon tiefer im Hauptthale selbst — hie und da unter conglomerirten Schuttmassen auftauchend — stehen hellere hornsteinärmere, Medolo-artige Kalke an, die selten kleine Brachiopoden führen, während man die Cephalopoden, die wohl aus noch etwas höheren Schichten stammen, am besten in den colossalen Geröllmassen der Glera sammelt, insbesondere an jenem gewaltigen Schuttkegel, der sich aus dem östlichen Graben herausschiebt. Von hier stammen die, pag. 122, von Lepsius angeführten Arten:

Ammonites radians Rein. spec. 12 Exemplare
„ *heterophyllus Sow.*
„ *Nilssoni Héb.* (= *Calypso Orb.*)
„ *cfr. complanatus Brug.*
„ *cfr. fimbriatus Sow.* oder *cornucopiae Y. und B.*
Belemnites spec.
Terebratula punctata Sow. cfr. (über diese Art vergleiche man das oben Angeführte).

Diese Fossilliste bin ich durch folgende Arten zu bereichern in der Lage:

Harpoceras cf. Boscense Reyn.
„ *Domarense Menegh.*
Stephanoceras crassum Phil.
Phylloceras Partschi Stur. } in grossen Exemplaren
„ *Mimatense Orb.* }
Terebratula spec.

Am rechten Ufer des von Osten zur Glera herabkommenden Baches stehen die ammonitenführenden Kalke des Medolo auch an und darüber erheben sich in schroffen Wänden die Schichten des nächsthöheren Niveaus, jenes der *Rhynchonella Clesiana.* Diese höheren Schichten erscheinen in dem Durchschnitte des zweiten, von der Malga Gui herabkommenden Baches synclinal gebogen, oder besser gesagt, ihr nördlicher Flügel ist an den Grenzdolomiten der Cadria-Gaverdina-Hauptkette steilaufgerichtet und geschleppt. In den Gräben unmittelbar unterhalb der genannten Alphütte kommen auch in diesem aufgerichteten Gegenflügel die Medologesteine mit Phylloceraten u. s. f. wieder zum Vorschein.

In dem zwischen Monte Midelar und Monte Meris vom Corno Lomar herabkommenden Seitengraben des Val di Concei (Val Lomar bei N. Dale) dürften liassische Niveaus in der mittleren Gaverdinascholle nicht mehr erschlossen sein, zum mindesten nur mehr über dem „Medolo" liegende Schichten auftreten. Oberhalb des senkrecht aufgerichteten Nordwestrandes jener Scholle begegnet man mächtigen Schuttanhäufungen, in denen zahlreiche Blöcke des Medolokalkes stecken, die wohl schon von den höheren Abhängen des Cadriakammes stammen müssen. Im Val Viesch fehlen diese Schichten an der Oberfläche bereits vollständig, d. h. sind nicht mehr erschlossen, zum Theil auch durch den Croina-Pallone-Querbruch abgeschnitten.

Im Zuge des Monte Viesch habe ich weder die Medologesteine noch die tieferen dunklen hornsteinreichen Liaskalke beobachtet, zweifle aber nicht im mindesten daran, dass sie an den Südostgehängen zwischen Cima la Cingla und Monte Cava nachzuweisen sein werden. Zahlreiche Medoloblöcke, die in den Schuttmassen oberhalb Tiarno di sotto am Fusse des Monte Cava zu finden sind, mögen wohl zum grössten Theile von jenen Höhen stammen.

Lias in der westlichen Scholle der Gaverdinagruppe.

Der den zuletzt besprochenen Vorkommnissen am nächsten liegende Punkt, an welchen liassische Schichten innerhalb der westlichen Scholle der Gaverdina auftreten, befindet sich im Einrisse des Torrente Sache oberhalb jener Stelle, an welcher der nach Condino führende Weg die aus Hauptdolomit bestehenden Gehänge des rechten Ufers zu ersteigen beginnt. Man findet hier am linken Bachufer, zum Theil auch noch an das rechte Ufer herüberziehend, steil nach Nordwest fallende, hornsteinarme, dickbankige Liaskalke; darüber dürfte, nach zahlreich umherliegenden losen Stücken zu schliessen, ohne Zweifel auch noch „Medolo“ liegen.

Weiterhin gegen Nordosten bildet das Medolo-Gestein die tiefsten Gehänge der Montagna di sopra, noch weiter gegen das Val Croina jedoch scheint er an den östlichen Abhängen des Pallonezuges zu fehlen, da hier allenthalben das Eocän der mittleren Scholle unmittelbar an Biancone, der hier das Liegendste des Pallonezuges bildet, anstösst.

Dagegen ist der Lias wieder im Cadriazuge, nordöstlich vom Sattel zwischen Monte Viesch und Monte Croina regelmässig gelagert anzutreffen. Die liassischen Massen bilden hier oberhalb der Zone der felsbildenden Grenzdolomite und unterhalb der aus compact zusammengepressten oberjurassischen und cretacischen Massen bestehenden Gipfel eine steilabschüssige, wiesentragende Fläche, in deren Einrissen man allenthalben die dünnschichtigen dunklen Kalke des tieferen Lias und die helleren Medolo-Gesteine aufgeschlossen finden kann. In den Gräben unterhalb des Monte Cadria selbst wurden in den letzteren Schichten *radians*-artige Harpoceraten und *Phylloceras*-Formen gesammelt. Weiterhin am Fusse des Corno Lomar fanden sich

Harpoceras cfr. Ruthenense Reyn.
„ *Domarense Menegh.*
„ *pl. sp.*
Phylloceras spec.

Auch am Anstiege von der Malga Gui gegen die Cima Lanciada findet man die Medologesteine wieder. Hier fällt das Fortstreichen der Muldenaxe nicht mehr mit dem Kamme des Gebirges zusammen, sondern bleibt westlich desselben und die tieferen Schichten des Ostflügels beginnen mehr oder weniger tief in die oberen Anfänge der Thäler an der Westseite hinabzureichen. Am Monte Gaverdina selbst zieht der Grenzdolomit bereits in das oberste Val Gaverdina hinab, in dessen obersten Schluchten die dunklen dünngeschichteten Hornsteinkalke des Lias prächtig aufgeschlossen sich darüber lagern, während die Axe der Synclinale etwa bei Malga Gaverdina vorbei mitten durch die Einsattlung zwischen Monte Turig und Cima Madrig gegen das Val Bolbeno hinüberzieht. Die felsigen Ausläufer des Kammes südlich oberhalb der Malga Gaverdina sind besonders schön aufgeschlossen; ihre Liaskalkplatten schiessen steil gegen Nordwest ein, darüber lagern sich am Kamme selbst zwischen der Bocca Gaverdina und dem der Cima Lanciada zunächst gegen Norden folgenden unbenannten Gipfel die Medolo-

Gesteine. Jenseits des obersten Val Gaverdina, am Kamme zwischen der Cima Gaverdina und dem Monte Turig steigen die liassischen Kalke gegen Südost an nnd setzen in ansehnlicher Breite und von mehrfachen kleineren Aufwölbungen unterbrochen in schon sehr flacher Lagerung die Schneide gegen den Monte Turig hin zusammen. Am Anstiege von Malga Gaverdina gegen Nordosten trifft man die Medolo-Gesteine in zum Theil sehr mergeliger Ausbildungsweise, auch hier mit Cephalopoden, darunter

Harpoceras cfr. radians Rein. spec.

Der Monte Turig selbst, sowie die gegenüberliegende Salviaspitze sind schon von höheren Schichten gebildet. Der Lias zieht am oberen Abhange gegen Val Marza durch und erreicht an der Cima Sera abermals eine beträchtliche Verbreitung. Es sind an dieser Bergspitze selbst über den Grenzdolomit-Wänden nur mehr die schwarzen, hornsteinreichen, äusserst petrefactenarmen, unteren Niveaus des Lias anzutreffen. Erst südwestlich oberhalb der Malga Stablo am Gehänge des Monte Frisec stellen sich darüber die Medolokalke ein, in ihren tieferen Lagen nicht selten eine am ehesten mit *Monotis megalota Mojs.* (Jahrbuch, 1873) zu vergleichende, gesellschaftlich auftretende Bivalvenform führend, etwas höher ebenfalls die vorzüglich aus Harpoceraten bestehende Cephalopodenfauna. Von da schlingt sich der Lias herum über den Monte Pizzo und den Monte Zuclo in's Val Bolbeno, solchergestalt die Verbindung des östlichen Flügels mit dem westlichen Flügel der Cadria-Synclinale herstellend. Nördlich vom Val Bolbeno herrscht gegen die Muldenaxe hin auch im westlichen Flügel flache, zum Theil gefaltete und zerknitterte Schichtstellung. In nordwestlicher Richtung aber stellen sich auch hier schon die Schichten plötzlich steil auf und südlich des Bolbenothales herrscht bereits die senkrechte Schichtung des Cadria-Westflügels ausschliesslich. Nur an dem Wege, welcher von der Alphütte des oberen Val Bolbeno unterhalb der Kuppe des Monte Madrig nach Westen über den Kamm führt, kann man auch hier noch eine flache Lagerung der Schichten zunächst der Axe der Synclinale finden, aber die Aufrichtung in die senkrechte Lage erfolgt hier bereits so nahe der Axe, dass man auf jenem Wege schon den Medolo in völlig verticaler Lagerung findet; derselbe ist hier gut aufgeschlossen und bildet einen Theil der Madrigspitze selbst. Auch hier sind Ammoniten im anstehenden Gesteine zu finden, die man aber mit geringerer Anstrengung aus den losen Platten in der Tiefe des Val Bolbeno, besonders nahe unterhalb der Alphütte, sammeln kann. Auch an dieser Stelle wurde eine Anzahl von Harpoceraten, in denselben Gesteinen aber auch flache, indifferente Bivalvenformen, ähnlich den von Roveredo aus den „grauen Kalken" bekannt gewordenen Thracien und Pleuromyen gefunden.

Wichtig ist, hervorzuheben, dass in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt

Terebratula Rotzoana Schaur.
Spiriferina cfr. rostrata
Bivalven der Norigliofauna

liegen, welche aus dem Val Bolbeno bei Tione stammen und ganz und gar identisch mit Vorkommnissen der grauen Kalke von Roveredo, Loppio und Torbole sind. Dieselben wurden von Herrn Bergrath H. Wolf im Jahre 1857 gesammelt. Herr Bergrath Wolf war so freundlich, mir einen Einblick in seine Tagebücher aus jener Zeit zu gestatten, und ich darf hier wohl hervorheben, dass derselbe schon auf jenen Uebersichtstouren die Schichtfolge und die Lagerungsverhältnisse zwischen Tione und Ballino vollkommen richtig gedeutet und in einem Profile dargestellt hat, welches mit dem hier beigegebenen nahezu gänzlich übereinstimmt.

Val Gaverdina habe ich in der Region des Westflügels der Mulde nicht begangen, in seinem linken Seitenthale aber, jenem, in dem die Malga Lanciada liegt, findet man, wenn auch keine genügenden Aufschlüsse, so doch oberhalb jener Alphütte zahlreiche liassische Blöcke und Platten, unter welchen jene von Medolohabitus ebenfalls nicht arm an Petrefacten sind. Es stammen von hier:

Harpoceras cfr. pectinatum Menegh.
Stephanoceras aff. muticum d'Orb.
Phylloceras spec.
Pecten spec. (eine fast glatte, äussert zartgerippte Art)
Terebratula cfr. Renieri Cat. (kleines Exemplar).

Ich bemerke hiezu, dass alle diese Arten in einem und demselben Gesteinsstücke gefunden worden sind. Die angeführte Terebratel gleicht, abgesehen von ihrer geringen Grösse (11 Millimeter Länge) der Form der Rotzoschichten vollkommen genau.[1])

Von der zuletzt besprochenen Stelle streicht der Lias durch die Westflanke des Monte Canbianc und ist in einem der prächtigsten Aufschlüsse entblösst im obersten Maracthale oberhalb der hochgelegenen Malga Ringia in dem steilen Kamme, welcher vom Cadria-Hauptgipfel zum Monte Flesch hinabläuft. Hier sind auch die tieferen hornsteinführenden Liaskalke wieder einmal besser aufgeschlossen. Ihre weitere Fortsetzung finden die liassischen Schichten unterhalb der obersten Abstürze der zusammenhängenden Masse des Monte Cadria und Monte Croina und oberhalb der Malga Lack ist der Thalboden ganz übersäet mit den herabgestürzten Blöcken und Platten der Medologesteine, in denen man hier bei hinreichendem Zeitaufwande gewiss sehr Vieles sammeln könnte. Auf den abgewitterten Schichtflächen erblickt man allenthalben kleine in Brauneisenstein umgewandelte *Phylloceras*-Formen und zierlich gerippte Abdrücke von Harpoceraten.

Zwischen dem Monte Croina und dem Monte Nozzolo hindurch setzt von da aus die gesammte liassische Schichtfolge hinüber in's oberste Val Croina und lässt den Hauptkamm westlich liegen.

Diese obersten Anfänge des Val Croina sind schlecht aufgeschlossen und von Wiesenflächen eingenommen, überdies auch von grossen Schuttmassen erfüllt. Hier läuft der oft erwähnte Querbruch durch und

---

[1]) *Stephanoceras muticum Orb.* und *Monotis megalota Mojs.* werden von Curioni, Geologia, pag. 264, auch aus unterem Lias von Brescia citirt. Vielleicht stammen die Arten des Val Lanciada ebenfalls aus einem tieferen Niveau des Medolo!

jenseits desselben erscheint der liassische Zug ein Stück weiter gegen Südwest gerückt an den Abhängen der Cima Pallone wieder und ist von da östlich an der Malga Pallone vorbei bis gegen den vom Giovosattel herabkommenden Einschnitt verfolgt worden. Vom Nordgehänge der Cima Pallone stammen

Harpoceras cfr. Boscense Reyn.
Phylloceras spec.

Am Südgehänge desselben Gipfels wurde das Medologestein anstehend und ebenfalls ammonitenführend beobachtet. Weiterhin scheint der Grenzdolomit, der hier sehr mächtig wird, vielleicht bis in höhere liassische Ablagerungen heraufzureichen, oder der Lias so reducirt zu sein, dass er an der Kette zwischen Monte Giovo und Monte Rango im westlichen Flügel überhaupt nicht mehr nachzuweisen war, während er im östlichen Flügel dieses Gebirgsabschnittes, wie schon erwähnt, beobachtet wurde, und zwar in der Tiefe des Torrente Sache.

Eine kleine in gänzlich verstürzter Lagerung befindliche Partie liassischer und jurassischer Gesteine liegt an den untersten Gehängen des Chiesethales, nordöstlich vom Condino, in dem Winkel, welchen hier der Fluss südwestlich unterhalb der Alpe Caino bildet. Es sind hier sowohl unterliassische Hornsteinkalke, als auch Medologesteine anzutreffen; die Schichten fallen steil in's Gebirge und die ganze Partie, deren Ausdehnung eine sehr geringe ist, erscheint wie angeklebt am Hauptdolomite. In dem Medolo finden sich auch hier Spuren der in Brauneisenstein umgewandelten Ammoniten. Ob auch die wenigen Bänke grauer, dickbankiger Kalke östlich unmittelbar gegenüber Condino, neben der Brücke, etwa zu liassischen Ablagerungen gehören, musste unentschieden bleiben. Sie sind analog dem benachbarten Hauptdolomite vollkommen senkrecht aufgerichtet, haben aber weder mit diesem noch mit den herrschenden liassischen Ausbildungsweisen eine grosse Aehnlichkeit.

Lias am Gardasee.

Die liassischen, jurassischen und cretacischen Ablagerungen längs des Westufers des Gardasees habe ich bisher nur sehr flüchtig begangen, hauptsächlich den Zweck verfolgend, ihren Verbreitungsbezirk von dem der landeinwärts anstossenden Hauptdolomite abzugrenzen. Sie beginnen bekanntlich unterhalb Limone, und speciell liassische Schichten sind wohl schon unterhalb Ustecchio und von da bis gegen Gargnano am Ufer des See's vorhanden, reichen zwischen den Gebieten der Gemeinden von Tremosine und Tignale in der Schlucht des Torrente Campione bis gegen Sermerio aufwärts und sind ebenso im Val Vione erschlossen, welche letzteren Aufschlüsse unmittelbar mit der ausgedehnten Aufwölbung liassischer und jurassischer Ablagerungen des Monte Denervo zusammenhängen. Von da an reichen sie nach Süden bis gegen das Val Toscolano. Jenseits desselben herrscht regelmässige Ueberlagerung von innen gegen den Aussenrand des Gebirges und die Massen des Monte Pizzocolo, Monte Le Spina und La Marmera sind vor-

herrschend liassisch. Ich habe eine nähere Gliederung dieser Ablagerungen schon desshalb nicht durchzuführen versucht, weil die hier vertretenen Gesteine wieder einen von dem der nördlichen Vorkommnisse ziemlich abweichenden Charakter besitzen und wohl am besten im Anschlusse an die genauer bekannten liassischen Bildungen von Brescia zu studiren sein werden. Medologosteine nennt schon Curioni vom Monte Castello bei Tignale, woher er, Geologia, pag. 275 *Ammonites radians* und *Belemnites clavatus* citirt. Auch zwischen Muslone und Piovere trifft man diese liassische Facies und besonders mächtig entwickelt erscheinen die Medologesteine an den Südgehängen des Monte Pizzocolo; sie haben hier ganz den splittrigen, fleckenmergelartigen Habitus wie im Ledrogebirge und führen zahlreiche in Brauneisenstein umgewandelte Ammoniten, die, auf den hellen Gesteinsplatten ausgewittert, sofort in's Auge fallen.

Es erübrigt zum Schlusse dieser Darstellung der im begangenen Gebiete auftretenden liassischen Bildungen nur noch auf die Verschiedenheit der hier westlich vom Gardasee vorhandenen Faciesentwicklung gegenüber den „grauen Kalken“ von Südosttirol hinzuweisen. Es dürfte in palaeontologischer Hinsicht nicht angehen, diese „grauen Kalke“ ohne weiters den grauen Kalken des Ledrothals parallelisiren zu wollen, denn der *Harpoceras radians*, welcher im Museum zu Roveredo liegt und aus den *Chemnitzia-terebra*-führenden Schichten von Noriglio stammt, ist doch wohl zu schlecht erhalten, als dass man in ihm mit Bestimmtheit eine mittel- oder eine oberliassische Art erkennen könnte. Die Medoloschichten der Gaverdina gehören den oberen Partien der bisher für liassisch gehaltenen Ablagerungen in jener Gebirgsgruppe an. Ueber den Noriglio- und Rotzo-Kalken an der Etsch, insbesondere gegen Süden hin, lagern sich noch äusserst mächtig die Oolithe und gelben Kalke von S. Vigilio auf. Diese Entwicklung des Etschthals und des Monte Baldo reicht herüber über das Sarca-Thal und ist am Monte Lumason bei Ballino ebenfalls noch anzutreffen, während hier knapp daneben im Westen bereits die Ausbildungsweise des Monte Gaverdina auftritt. Es ist auf diese auffallenden Unterschiede zu beiden Seiten der Tiefenlinie von Ballino bereits an anderer Stelle hingewiesen (vergl. Verhandlungen, 1881, pag. 52) und daselbst auch des Fundes von oberliassischen Ammoniten, insbesondere des *Harpoceras bifrons Brug.* gedacht worden, welcher Fund aus jenen gelben Kalken, speciell aus Einlagerungen in diesen, die zunächst an die Murchisonae-Schichten des Caps S. Vigilio erinnerten, stammt. Sollte sich, woran ich kaum zweifle, eine vollständige Uebereinstimmung der Entwicklung in den Gebirgen zwischen Ballino und Arco mit jener des Etschthals und des Monte Baldo herausstellen, so würden auch noch die Bilobata-Schichten und die Oolithe von S. Vigilio ihrer weitaus überwiegenden Hauptmasse nach als liassisch zu gelten haben, was schon dann weniger überraschen wird, wenn man bedenkt, dass ja die unteroolithischen Murchisonae-Schichten bei Torri bereits über jener Hauptmasse der Oolithe und nahe unter den Posidonomyengesteinen der Klauszone liegen. Die Noriglio-Kalke mit der Flora von Rotzo würden

somit noch etwas tiefer, vielleicht in die unteren Theile des oberen oder selbst in den mittleren Lias hinabzuversetzen sein und man könnte sie dann immerhin im Ganzen und Grossen mit dem Medolo des Westens parallelisiren, da dieser ja neben oberliassischen auch mittelliassische Faunenbestandtheile führt und nach Meneghini (Paragone palaeontologico dei vari lembi di Lias superiore in Lombardia 1875) wohl als eine Ablagerung von etwas höherem Alter als die oberliassischen rothen Ammonitenkalke der Lombardei zu betrachten ist. Es bliebe dann für die immer noch mächtigen Ablagerungen unterhalb der Rotzo- und Noriglio-Schichten, sowie für jene hornsteinreichen Kalke im Liegenden des Medolo als Aequivalent der brescianische „Corso", den ja bereits Lepsius mit den *Ammonites-hungaricus*-führenden Kalken von Bezzecca vergleicht. In den brachiopodenführenden tiefsten Schichten südlich von Bezzecca könnte man vielleicht noch eine Vertretung des brescianischen „Saltrio" vermuthen, um die Analogie vollständig zu machen.

Der Dogger würde demnach immer mehr und mehr restringirt, was übrigens mit allen bisher, sowohl in den Südalpen, als im Apennin, als auch im Bakonyerwalde (vergl. die Arbeiten von Zittel und Boeckh) gemachten Erfahrungen durchaus nur im Einklange steht. Die Murchisonae-Schichten von S. Vigilio (neuestens werden solche auch vom Südfusse des Monte Grappa bei Bassano citirt, vergl. Taramelli: Monogr. stratigr. e palaeont. del Lias nelle provincie venete 1880, pag. 33 und A. Secco: Guida geologica alpina di Bassano e dintorni pag. 98) bleiben bisher immer noch der einzige Repräsentant tieferen Doggers in den Südalpen. Wenn indessen Lepsius, pag. 129 ff. seine Schichten mit *Rhynchonella Clesiana* so ohneweiters mit Murchisonae-Schichten und zugleich mit den Schichten der *R. bilobata* parallelisirt, so dürfte dagegen doch insoferne ein Einwand zu erheben sein, als diese Rhynchonellenschichten der Gaverdina wohl nicht zunächst mit der sehr beschränkten Zone des *H. Murchisonae*, sondern in erster Linie wohl mit der gesammten Masse der *Bilobata*-Schichten Beneckes, resp. mit den gelben Kalken und hellen Oolithen des Monte Baldo und des Hochveronesischen in Parallele zu stellen sein würden. Für diese Parallelisirung spricht, wie ich glaube, das massenhafte Vorkommen der bezeichnenden Rhynchonellen in den gelben Kalken und Oolithen des Monte Baldo mindestens ebenso stark, als das Zusammenvorkommen der *Rh. Vigilii* mit den Ammoniten der Murchisonae-Schichten bei Torri für die Gleichstellung dieses Horizonts mit den Rhynchonellenschichten westlich vom Gardasee [1]) spricht. Das Hinaufreichen der Rhynchonellen in die Murchisonae-Schichten würde eben als ein Beweis für die innige Verbindung dieser Schichten mit den oberliassischen Ablagerungen, welche Verbindung ja auch bereits für andere Gegenden betont wurde, gelten können.

In diesem Sinne und mit Rücksicht auf das Auftreten von *Harpoceras bifrons* in dem gleichaltrigen Niveau bei Tenno würden also die

---

[1]) Uebrigens führt Meneghini neuerlich in den Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 9 März 1879, pag LXXI, auch *Terebratula Lossii* und *Rhynch. Clesiana Leps.* aus den Murchisonae-Schichten von S. Vigilio an.

demnächst zu besprechenden Rhynchonellenschichten der Gaverdinagruppe, welche Lepsius für typischen Dogger erklären zu können glaubte, höchstwahrscheinlich noch als dem oberen Lias zufallend zu gelten haben.

Rhynchonellenschichten.

Für dieses von Lepsius für Dogger erklärte Niveau erscheint aus den eben angeführten Gründen die vorläufige Anführung unter einem ganz indifferenten Namen am gerathensten. Wenn die schon von Lepsius betonte Uebereinstimmung dieser Ablagerungen mit den *Rhynchonella-bilobata* Schichten Benecke's richtig ist und wenn es sich bewahrheitet, woran ich kaum zweifeln kann, dass die Schichten mit *Harpoceras bifrons* von Tenno in den hangenderen Partien der gelben Kalke und Oolithe des Monte Baldo, deren Aequivalenz mit den Bilobataschichten schon Zittel hervorgehoben hat, liegen, so würden wir in der Hauptmasse der Rhynchonellenschichten der Gaverdina thatsächlich ebenfalls noch liassische Ablagerungen vor uns haben und eine etwaige Vertretung der Murchisonae- und Klausschichten würde erst an der oberen Grenze derselben zu erwarten sein.

Die Brachiopodenarten der Rhynchonellenschichten der Gaverdina stimmen auf's Beste überein mit den in den gelben Kalken und Oolithen des Monte Baldo und des Hochveronesischen vorkommenden Formen. Unter den zwischen Rovere di Velo und Squaranto gesammelten Rhynchonellen befinden sich zahlreiche Stücke, die mit solchen vom Rivo Lecco bei Ballino vollkommen identisch sind; es sind das insbesondere die schärfergerippten Formen der *Rhynchonella Clesiana Leps.* Mit diesen zusammen sammelt man im Rivo Lecco wieder Formen mit gerundeteren Rippen, welche nicht so weit hinaufreichen, wie bei der vorher genannten Abart; das ist zugleich der Typus der *Rhynchonella Clesiana* vom Monte Baldo (vergl. Verhandlungen, 1878, pag. 399). Unterhalb der Malga Cengio rosso im Nord-Osten von Velo liegen wie bei Ballino beide Formen in denselben Schichten.

Die westlich oberhalb Ferrara am Monte Baldo vorkommende *Rhynchonella Vigilii* ist von der gleichnamigen Art des Rivo Lecco absolut nicht zu unterscheiden; selbst im äusseren Aussehen, resp. Erhaltungszustande gleichen beide einander zum Verwechseln, nur dürfte man in der Gaverdinagruppe selten so schön erhaltene Exemplare finden, wie sie am Monte Baldo häufig vorkommen. Im Hochveronesischen dagegen scheint die *Rhynch. Vigili* sehr selten vorzukommen, indessen ist ein von dem Fundorte unterhalb der Malga Cengio rosso stammendes, von mir in den Verhandlungen, 1878, pag. 59, als der *Rhynch. triplicosa Qu.* zunächststehend angeführtes Exemplar auch nichts anderes als eine comprimirtere Form der *Rh. Vigilii*, wie sie sich am Monte Baldo neben den aufgeblähteren Stücken ebenfalls findet.

Dem petrographischen Charakter nach sind die Rhynchonellenschichten des Monte Gaverdina graue, dünn- oder dickbankige, sehr kieselreiche Gesteine, deren abgewitterte Oberfläche ausserordentlich rauh zu sein pflegt und die oft ein wahres Fossilzerreibsel vorstellen.

Die Organismen sind durchaus verkieselt, meist aber schlecht erhalten und nur einzelne Bänke innerhalb der ganzen Masse pflegen wohlerhaltene Petrefacten zu führen.

Die Fauna ist, sowie jene der entsprechenden Schichten im Osten des Gardasees, eine äusserst artenarme. Wenn Lepsius, pag. 129, sagt: „Der grösste Theil des braunen Jura in unserem Gebiete ist gebildet aus einem grauen, feinoolithischen Kalksteine", so gilt das wohl nur für die nordöstlichen und nördlichen Theile des von ihm begangenen Gebietes. In der Gaverdinagruppe dagegen ist von eigentlichen Oolithen innerhalb dieses Schichtcomplexes wenig oder nichts zu bemerken.

Verbreitung der Rhynchonellenschichten.

In der Scholle des Monte Pari ist zunächst die Gipfelmasse des Monte Pari als diesen Schichten angehörend eingezeichnet worden, und zwar nach der Angabe bei Lepsius l. c. pag. 258: „Auf der Höhe des Monte Pari stehen die braunen Jurakalke, graue Hornsteinkalke mit Crinoidenbänken, noch in ziemlicher Mächtigkeit an." Von der Bocca di Tratt kennt N. Dale diese Schichten, und zwar beobachtete er dieselben (pag. 45) südöstlich von der Alphütte gleichen Namens. Im Torrente Toffin und weiterhin westlich vom Lago di Tenno am Abhange des Monte Tovacio stehen diese Schichten in ansehnlichen Felswänden zu Tage und in zahlreichen losen Blöcken der Schutthalden darunter findet man leicht die charakteristische Rhynchonellenfauna. Insbesondere wird wohl die massige Wand westlich oberhalb der Sägemühle zwischen dem See und dem Dorfe Ballino (näher dem See) grösstentheils diesem Niveau zufallen; hier treten zum Theile schon hellergefärbte, klotzige Kalke auf, welche an die Ausbildungsweise der östlicher gelegenen Bilobataschichten erinnern; darüber, höher an der Strasse aufgeschlossen, liegen auch dunkle gebänderte Kalke und Mergelkalke [1]).

Der Scholle des Monte Toffin fällt zunächst der schon von Lepsius gekannte Fundpunkt im Rivo Lecco (Val Tenera) bei Ballino zu. Hier fand der genannte Autor (l. c. pag. 131) in den grauen brachiopodenreichen Kalken *Terebratula Lossii Leps.*, *Rhynchonella Clesiana* und *Rh. Vigilii Leps.* Nach seiner Mittheilung möchte man vermuthen, er habe diese Gesteine hier anstehend gefunden; ich habe in jenem Thaleinrisse nicht so weit vordringen können und musste mich begnügen, die Brachiopoden aus herabgeschwemmten Blöcken zu gewinnen.

Besser aufgeschlossen und leichter zugänglich sind diese Schichten im oberen Val di Concei, in der Umgebung der Glera, wo sie N. Dale zuerst auffand (l. c. pag. 48). Derselbe beobachtete hier, und zwar im nordöstlichen Seitengraben über dem ammonitenführenden Medolo eine massive Lage von dunkelgrauem Kalke, 30—50' dick, mit zwei Arten von *Rhynchonella*, zwei Arten von *Terebratula*, einem Ammoniten, einem

[1]) Ueber die Angaben von Lepsius bezüglich des Vorkommens dieser Rhynchonellenschichten bei Sta Lucia im Val Ledro wolle man das beim Lias gesagte vergleichen.

Fischzahne, mit Echiniden und Pectines. Ueber diesen Schichten sah er noch eine grosse Masse dunkler Kalke mit dünnen Feuersteinlagen, in ihren unteren Partien mit dem Muschelkalkstein wechsellagernd, welcher auch hier noch Rhynchonellen und Pentacriniten führt. Die hier von N. Dale gemachte Angabe betreffs des Vorkommens von Ammoniten in diesen Schichten ist bisher vereinzelt geblieben. Lepsius sagt pag. 131: „Hier an der Glera, über den grauen Kalken mit *Amm. radians*, folgen dunkle Oolithe. Die Brachiopodenbänke darin sind reich an Versteinerungen; ausser den genannten Rhynchonellen (*Rh. Clesiana* und *Rh. Vigilii Leps.*) und der *Terebratula Lossii* sind Cidarisreste häufig." Ich glaube nochmals hervorheben zu sollen, dass man von einer oolithischen Beschaffenheit der rauhen Kieselkalke, die die Rhynchonellenfauna führen, so gut wie nichts bemerkt. Auch N. Dale scheint diese oolithische Beschaffenheit entgangen zu sein. Vielleicht glaubte Lepsius diese Beschaffenheit nur mit Rücksicht auf das angenommene Doggeralter dieser Schichten gar so sehr betonen zu müssen?

Sehr gute Aufschlüsse bietet der Weg, welcher von der Glera zur Malga Gui hinaufführt. Hier liegen zu tiefst über dem Medolo-gesteine die hornsteinreichen, grauen, mit sehr rauher Oberfläche verwitternden Brachiopodenkalke in zum Theile sehr mächtigen Bänken, sodann ein ansehnlicher Complex vorherrschend gebänderter, dunkler Mergelkalke, mit Crinoidentrümmergesteinen wechsellagernd und das höchste Schichtglied an dieser Stelle bildend. In den Rhynchonellen-schichten beobachtet man ganze Bänke voll sehr schön erhaltener Exemplare der *Terebratula Lossii* in allen Wachsthumsstadien, unter ihnen nur spärliche Rhynchonellen, welche wieder in anderen Bänken vorherrschen. Leider sind diese schön erhaltenen Stücke aus dem Gesteine deshalb schwer zu gewinnen, weil sie meist hohl und mit Quarzkrystallen erfüllt, daher ausserordentlich spröde und splittrig sind und bei der leisesten Erschütterung wie Glas zu zerfallen pflegen. Auch Arten von *Lima* fehlen hier nicht; es sind ganz ähnliche Formen, wie sie auch im Hochveronesischen, z. B. bei Osteria Spiazzoi oberhalb Velo mit diesen Rhynchonellen vergesellschaftet vorkommen.

Weiterhin gegen Südosten habe ich weder in der mittleren noch in der westlichen (Cadria-) Scholle der Gaverdinagruppe die Rhynchonellenschichten selbst beobachtet. Dass sie übrigens nicht fehlen, geht aus den Angaben von Lepsius hervor, welcher sie (pag. 257) an den Hütten zwischen dem Monte Viesch und dem Monte Croina mit *Rhynchonella Clesiana*, Cidaritenstacheln und Trochitenbänken anstehend fand. Ich habe dieses Vorkommen nicht beobachtet, möchte aber vermuthen, dass dasselbe noch der Scholle des Monte Viesch angehört, obwohl das gerade hier ohne eigene Beobachtung schwer festzustellen ist, da zwischen Monte Viesch und Monte Croina der Croina-Pallone-Querbruch durchläuft, zu dessen beiden Seiten an dieser Stelle die Höhenlage der gleichaltrigen Schichten beider Schollen eine nur wenig verschiedene ist, wie man insbesondere an den oberjurassischen Hornsteinkalken der Cima la Cingla einerseits und des Monte Croina andererseits recht deutlich sehen kann.

In der Cadriascholle, der westlichsten innerhalb der Gaverdinagruppe, und zwar im Hauptzuge des Monte Cadria selbst habe ich nur im Norden die Rhynchonellenschichten mächtiger entwickelt angetroffen, zweifle aber nicht, dass sie auch längs der ganzen übrigen Erstreckung aufzufinden sein werden, indem beispielsweise an der Cima Pallone zwischen dem Niveau des Medolo und den bunten oberjurassischen Hornsteinkalken noch ein sehr ansehnlicher, schlechtaufgeschlossener Raum bleibt. Unter dem, Val Concei zugewendeten Absturze des Corno-Lomargipfels wurden diese Schichten übrigens schon durch N. Dale (pag. 47) nachgewiesen. Sehr auffallend, weil mächtig entwickelt, treten diese Schichten aber erst am Monte Turig, Monte Madrig, Monte Salvia und Monte Frisec auf, rings um das oberste Val Bolbeno; hier fehlen jüngere Ablagerungen und die Rhynchonellenschichten setzen für sich allein die Gipfel zusammen. Ihre Entwicklung ist nahezu dieselbe, wie unten im Val di Concei zwischen der Glera und der Malga Gui. Insbesondere beiderseits an den Gehängen oberhalb der Alphütte des Val Bolbeno, dann an dem Wege, der über den Kamm in's Val Zuclo führt, sowie am Nordwestabhange des Monte Salvia sind reiche Fundstellen der ofterwähnten Brachiopodenfauna zu verzeichnen. Monte Salvia und Frisec (sowie Monte Turig) gehören hier noch dem Ostflügel der Cadria-Synclinale, die übrigen Punkte schon dem Westflügel an. Aber auch weiter gegen Südwesten fehlen diesem Westflügel die Rhynchonellenschichten nicht; sie wurden insbesondere oberhalb Malga Lanciada in zahlreichen petrefactenerfüllten Blöcken gefunden und dürften auch wohl noch weiter gegen Süden, wenn auch hoch an den unzugänglichsten Stellen der Abhänge liegend und vielleicht nicht so petrefactenreich und typisch entwickelt, wie um die Gaverdinaspitze selbst, aufzufinden sein.

Oberjurassische Ablagerungen.

Ueber den eben behandelten Rhynchonellenschichten folgen im begangenen Gebiete Gesteine, in welchen noch die Vertretung des veronesischen *Ammonitico rosso*, oder genauer der Acanthicusschichten und des Diphyakalks ziemlich sicher nachweisbar ist. Die tiefern Partien der hieher zu zählenden Ablagerungen bestehen grösstentheils aus dünnbankigen, bunt, roth, grün und grau gefärbten Hornsteinen, innerhalb deren nur hie und da, besonders gegen oben einige Bänke von an die typischen Knollenkalke des *Ammonitico rosso* erinnernden Gesteins auftreten; darüber folgen compacte Massen dickbankiger bis klotziger, weissgefärbter, hornsteinreicher Mergelkalke von eigenthümlich muscheligem Bruche und marmor- oder porcellanartigem Aussehen, wodurch sich dieses Niveau von dem höher folgenden dünnbankigen und meist mehr mergeligem Kreide-Biancone, mit dem es übrigens stets nahezu untrennbar zu einer einzigen Felsmasse verbunden zu sein pflegt, unterscheidet. Unter jener Felswand der vereinigten Biancone- und Diphyaschichten pflegt man meist schon von weitem ein düster röthlich gefärbtes Band, den bunten Hornsteinkalken entsprechend, durchziehen zu sehen. Petrefacten sind in diesen Gesteinen, wie schon die Aus-

bildungsweise derselben vermuthen lässt, sehr selten und beschränken sich auf einige Aptychen, Belemniten und sehr spärliche Vorkommnisse meist ganz abgerollter Ammoniten. Von einer Unterabtheilung in palaeontologisch charakterisirte Zonen kann somit keine Rede sein, nur die petrographische Aehnlichkeit kann hier als Grund gelten, wenn man in jenen Ablagerungen die Vertretung beider der in den veronesischen Vorbergen und im Etschthale weitverbreiteten Horizonte der Acanthicusschichten und des Diphyakalks erblicken will. Auch östlich des Lago di Garda spielen ja Hornsteinbänke, beispielsweise an der Kette des Monte Magnone unterhalb Madonna della Corona, eine sehr grosse Rolle in den entsprechenden Niveaus. Die übrigen östlich vom Gardasee bisher nachgewiesenen Zonen der Transversariusschichten [1]), der Klausschichten und der Murchisonaeschichten fehlen palaeontologisch im Westen des Sees bisher gänzlich, ob sie überhaupt vertreten sind, lässt sich gegenwärtig weder behaupten noch verneinen. Sie alle zusammen nehmen ja auch östlich vom See nur einen sehr beschränkten verticalen Raum ein und sind fast durchaus nur in localen Vorkommnissen nachgewiesen. Westlich vom Gardasee aber ist man schon in die Region der lombardischen Aptychenschiefer- und Majolica-Entwicklung, deren Petrefactenarmuth bekannt ist, eingetreten.

Doch gehen wir zur Darstellung der Verbreitung dieser Schichten über:

In der Scholle des Monte Pari fehlen den höchsten Erhebungen des Gebirges diese jungen Schichtglieder bereits vollständig. An dem rechten Gehänge des Val Grassi habe ich diese Ablagerungen nur an einer Stelle eingezeichnet, in der felsigen Kuppe des Monte Riva nämlich, an welcher, aus der Ferne gesehen, die klotzigen Massen des Diphyakalks anzustehen schienen. Diese Einzeichnung bedarf daher einer Bestätigung.

Am Wege von Lenzumo zur Bocca di Tratt erscheinen die oberjurassischen, bunten, vielfach gewundenen und verbogenen Hornsteinbänke und rothen Knollenkalke, sowie die darüber lagernden hellen, klotzigen Diphyakalke schon in nicht allzubedeutender Höhe über dem Hauptthale, an den niederen Gehängen zum Theil längs des nördlich davon liegenden Hauptdolomits der Vieschscholle aufgebogen, an der Höhe der Bocca di Tratt aber gegen den Grenzdolomit der Impicheawand einfallend. N. Dale hat (pag. 45) diesen Weg ebenfalls gemacht. Nahe der Alphütte fand er in den rothen Kalken dieses Niveaus einige Belemniten. Auch er betont das gegen Nordwest gerichtete Einfallen der in Rede stehenden Schichten an der Passhöhe.

Diese oberjurassischen Ablagerungen setzen, wohl zum grössten Theile für sich allein, die Höhen des Fiescokammes jenseits Val Grassi zusammen. Schon auf dem Wege von Pranzo nach Campi hat man westlich und nördlich über sich die anstehenden rothen und grünen Hornsteine und darüber die klotzigen hellen Diphyakalke. Die Lagerung im Kamme des Monte Fiesco ist eine vielfach gestörte, die ganze Masse

[1]) Man vergleiche hier auch Uhlig: Ueber das Vorkommen der Transversariusschichten bei Roveredo; Verhandlungen der k. k geolog. R.-A., 1880, pag. 275.

ist hin- und hergewunden und die Schichten steigen im Allgemeinen gegen den Gipfel des Monte Fiesco an; derselbe wird gebildet von einer engen Synclinale mit nahezu senkrecht aufgerichtetem Nordwestflügel. Ein rothes Band zieht nicht allzutief unter dem Gipfel durch, nahe darunter eine massige Bank, wie sie für die Rhynchonellenschichten dieser Gegend charakteristisch zu sein pflegt. Der Gipfel selbst ist, ohne Zweifel, Diphyakalk und wohl auch noch ein Rest von Biancone. Von da an heben sich die Schichten immer noch gegen Nordwesten, bis sie endlich mit plötzlicher steiler anticlinaler Umbiegung unter die rhätischen Mergel des oberen Val Toffin einschiessen. Hier an der Grenze beider Schollen sind die obersten Schichten, vom Rhynchonellenkalke aufwärts, äusserst reducirt in ihrer Mächtigkeit, scheinbar verdrückt oder durch die muthmassliche Ueberschiebung der Impichea-Toffinmasse abgeschürft. Weiterhin nach Südost von dieser Bruch- und Ueberschiebungslinie, am Abhange des Monte Vender und Monte Leone erscheinen die oberjurassischen Schichten wieder in voller Mächtigkeit und sind bis an den Ausgang des Rivo Lecco unterhalb Ballino zu verfolgen. Von da an ziehen sie mit sehr steilem Ostfallen an der linken Thalseite hinab und durch den niedrigen, dem Monte Lumason vorgelagerten Bergrücken hindurch zum See, um endlich noch einmal oberhalb der Strassenbrücke am linken Ufer des Torrente Toffin zu erscheinen, wo sie in sehr zerrütteten, nahezu schuttartigem Zustande anstehen. Jenseits der Störungslinie des Thals von Ballino liegen über den allseitig gegen das Thal einfallenden gelben Kalken und Oolithen des Monte Lumason hie und da zwischen Ballino und dem See Schollen rother Knollenkalke, die zum Theile oder ganz dem eben besprochenem Niveau angehören.

S c h o l l e d e s M o n t e T o f f i n u n d M o n t e V i e s c h. In der Toffinmasse sind mir keine Vorkommnisse oberjurassischer Schichten bekannt geworden. Sie könnten den tektonischen Verhältnissen nach nur auf den Höhen des Kammes gegen Cima Tenera liegen; ich habe indessen an dieser Stelle nichts derartiges gesehen. Erst jenseits Val di Concei, zwischen dessen oberstem Graben und dem von der Cima Lanciada herabkommenden Seitenthälchen dürfte auf der Höhe noch ein Rest von bunten Hornsteinkalken zu finden sein, da sowohl gegen die Glera hin als im Seitengraben an den entsprechenden Gehängen zahlreiche lose Blöcke dieses Niveaus zu finden sind. Auf der benachbarten Höhe im Südwesten, dem Monte Midelar, beobachtet man vom Abstiege durch den erwähnten, von der Cima Lanciada herabkommenden Seitengraben aus eine ganz deutlich in synclinalem Sinne geformte Masse von oberjurassischen und cretacischen Bildungen und in der Tiefe jenes Grabens sammelte schon N. D a l e (l. c. pag. 50) in vom Monte Midelar herabgestürzten Trümmern jener Gesteine einen breitgeformten Aptychus und einen Belemniten. Im nächstfolgenden Thale dieser Seite (dem Val Lomar N. D a l e's) liegen diese höheren Horizonte schon so tief, dass sie noch im Thalgrunde selbst anstehen.

In seinem unterem Theile durchquert diesen Bach eine synclinale Schichtfolge von *Ammonitico rosso* und Hornsteinen von bunter Färbung, von Diphyakalk und von Biancone mit ziemlich steil nach Nordwest fallendem südöstlichem und völlig senkrecht aufgerichtetem nordwestlichem

Schenkel. N. Dale (l. c. pag. 46) hat auch dieses Thal besucht und hier über dunkelgrauen Kalken mit dünnen Feuersteinlagen (ohne Zweifel den Rhynchonellenschichten, welche am Thalausgange anstehen) dunkelrothe Kalke mit grünem und rothem Feuerstein, darüber lichtere, compacte Kalke von marmorartigem Aussehen beobachtet. Höher im Thale sah N. Dale wieder eine ähnliche Masse von rothem Kalk mit Feuersteinen von derselben Art und Schichten ganz aus dunklen Hornsteinen bestehend. Diese beiden zuletzt beobachteten Niveaus sind gänzlich vertical aufgerichtet, während die weiter abwärts im Bache beobachteten Schichten nach Nordwest einfallen. In den oberen, vertical stehenden rothen Schichten fand N. Dale den Abdruck eines kleinen Ammoniten, dann zahlreiche Aptychen und wenige Belemniten. Indem er diese Beobachtungen zu einem regelmässigem Profile vereinigt (pag. 48), gelangt N. Dale zur Aufstellung einer unrichtigen Schichtfolge, in welcher über den innersten und hangendsten Massen der Mulde, über seinen lichten Marmoren, welche ohne Zweifel dem Diphyakalke und Biancone entsprechen, nochmals rothe feuersteinführende Kalke und Feuersteinlagen erscheinen. Die Glieder 7 und 8 seiner Schichtfolge (auf pag. 50) sind daher zu streichen, denn sie fallen mit Nr. 5 derselben Schichtfolge zusammen. Bei Lepsius sucht man vergebens nach einer Andeutung aller dieser Vorkommnisse. Die Synclinale der obersten jurassischen und cretacischen Bildungen des Val Lomar, oder was dasselbe bedeutet, der an der Cadriascholle aufgebogene Rand der Toffinscholle, setzt über den Monte Meris in's Val Viesch hinüber fort und ist hier derart von dem Croina-Pallone-Querbruche abgeschnitten, dass der Rücken zwischen den beiden obersten Gräben des Val Viesch, an dessen Südseite der Fussweg zu den Viesch-Alpen hinanführt, noch den jüngeren Bildungen des Monte Meris zufällt, während jenseits des Grabens an den Abhängen des Monte Viesch selbst rhätische Schichten anstossen und von der Ferne gesehen im Streichen und Fallen die unmittelbare Fortsetzung der cretacischen Ablagerungen des Monte Meris zu bilden scheinen. Tiefer thalabwärts stösst der Biancone an Hauptdolomit, indessen sind zwischen beiden an der linken Thalseite auch noch Spuren der bunten Hornsteinkalke zu beobachten. Ob in dem senkrecht aufgerichtetem Nordwestflügel hier noch, wie im Val Lomar, *Ammonitico rosso* auftritt, habe ich nicht constatirt; der Wasserfall im Hintergrunde des Val Viesch stürzt über eine Schichtfläche von Biancone herab.

Um die Fortsetzung der hier besprochenen Vorkommnisse zu finden, muss man die Höhe des Sattels zwischen Monte Viesch und Monte Croina ersteigen. Hier liegen diese Schichten in der Kammhöhe der Cima la Cingla und ziehen über den Monte Cava in's unterste Croinathal hinab, wo sie nicht weit oberhalb Tiarno di sotto anzutreffen sind. Dieses Vorkommens erwähnt auch Lepsius, pag. 132 und pag. 256. In den rothen Kalken sammelte er *Perisphinctes contiguus Cat. spec.*, *Aptychus latus Mer.*, *Aptychus punctatus Voltz* und *Aptychus Beyrichii Opp.*, sowie Belemniten. Leider ist aus der Lepsius'schen Darstellung nicht zu entnehmen, ob er diese Petrefacten oberhalb Tiarno im Thale oder hoch oben am Fusssteige unterhalb der Croina gesammelt hat; pag. 132 scheint für letztere, pag. 257 für erstere

Annahme zu sprechen. Auf jeden Fall ist seine Darstellung dahin zu berichtigen, dass der von Tiarno über den Monte Cava und unterhalb der Cima la Cingla hinaufziehende Zug von *Ammonitico rosso* nicht unmittelbar mit dem Zuge gleichen Gesteines in der Kette des Monte Croina und Monte Cadria zusammenhängt, denn zwischen der Cinglaspitze und der Croina läuft der Querbruch hindurch und der Unterschied in der Höhenlage, in welchem die Hornsteine und rothen Kalke unter beiden Gipfeln auftreten, ist, wenn auch nicht sehr gross, doch immerhin so bedeutend, dass er jedem Beobachter sofort auffallen muss. Wie schon erwähnt, ist aber die tektonische Fortsetzung jener Gebilde der Cima la Cingla nicht im Monte Croina, sondern in der Tiefe des Val Viesch zu suchen.

Bleiben wir in der Verfolgung der oberjurassischen Schichten gleich am Ostabsturze des Monte Croina stehen, so ist vor Allem zu bemerken, dass der von der Vieschalpe zur Croina hinaufführende Fussweg unterhalb der obersten Felsmassen zunächst in die bunten Hornsteinlagen einschneidet; über ihnen folgt in geringer Mächtigkeit rother Kalk- und Aptychenschiefer (von hier können vielleicht die oben nach Lepsius citirten Fossilien stammen) und sodann der klotzige porcellanartige Diphyakalk und der Biancone der Kreide. Alles fällt sehr steil gegen Nordwest. Der rothe Streifen ist unterhalb der Felswände des Cadria weiterhin gegen Nordosten zu verfolgen. Im obersten Anfange des Maracthales, unter dem Cadriagipfel selbst, reicht dieser Zug schon über den Kamm nach Westen hinüber. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich in der Scharte zwischen Corno Lomar und Cima Lanciada; nordöstlich von dieser letztgenannten Spitze überschreiten die oberjurassischen Bildungen des Ostflügels ein letztes Mal den Kamm, um zwischen Val Lanciada und Val Gaverdina ihr nördliches Ende zu erreichen. Jenseits Val Gaverdina zwischen Monte Turig und Monte Madrig dürften kaum mehr Spuren derselben in der Axe der Synclinale nachweisbar sein. Wenn Lepsius pag. 257 sagt, dass die Mulde von Jura- und Kreideschichten des Cadriagrates nach Nordost fortstreicht, stets den Kamm bildend, über Corno Lomar zum Monte Gaverdina und Monte Tenera, und diesem Ausspruche auch auf seiner Karte Rechnung trägt, so hat er das, was die beiden letzten Gipfel betrifft, wohl nur vermuthet und es hätte genügt, wenn er über die Verbreitung jener Bildungen in der angedeuteten Richtung sich etwas weniger bestimmt geäussert hätte.

Südwestlich oberhalb der Malga Gaverdina erfolgt für die oberjurassischen Schichten der Cadria-Mulde die Umbiegung aus dem steil nordwestlich fallenden östlichen in den senkrecht aufgerichteten westlichen Flügel. Das Fortstreichen dieser Schichten im westlichen Flügel ist demnach ein nahezu geradliniges. Das Hornstein-Niveau hie und da in Verbindung mit wenig mächtigen rothen Knollenkalken, die zum Theile Feuersteineinschlüsse von bizarren Formen führen, gibt auch hier einen sehr guten Leithorizont ab, welcher überall als Grenze zwischen den mächtigen, vorherrschend dunkelgefärbten Massen im Liegenden und den hellgefärbten Diphyakalken und Bianconeschichten im Hangenden scharf hervortritt. Die Hornsteinkalke ziehen südöstlich vom Gipfel des Monte Canbianc durch, sowie südöstlich oberhalb der



Malga Ringia des obersten Maracthales, sind zwischen Monte Croina und Monte Nozzolo in Spuren ebenfalls nachzuweisen und streichen von da in's oberste Val Croina hinab. Durch den Croina-Pallone-Querbruch ebenfalls verschoben, setzen sie auf der Höhe zwischen Val Croina und Cima Pallone wieder an, laufen an den Ostabhängen der Cima Pallone durch, und über die Montagna di sopra bis in die obersten Anfänge des Torrente Sache. Hier ist auch der östliche Flügel so tief hinab aufgeschlossen, dass die Hornsteinkalke in demselben erscheinen. Längs der Querstörung von Tiarno-S. Lorenzo ziehen die hangendsten Schichten der Pallone-Giovokette, also die oberjurassischen Hornsteinkalke, Diphyakalke und der Biancone, hinüber bis in's Chiesethal, wo die Hornsteinkalke speciell unmittelbar am linken Chiese-Ufer unter der Kapelle S. Lorenzo bei Condino anstehen.

Nordöstlich von Condino endlich liegt noch in dem bereits erwähnten isolirtem Vorkommen liassisch-jurassischer Schichten eine kleine Partie der bunten Hornsteine.

In einer ganz ähnlichen Entwicklung treten diese Schichten auch in der Scholle westlich des Garda-See's auf. Jedoch habe ich diese Gegenden viel zu flüchtig besucht, als dass ich eine genauere Darstellung ihrer Verbreitung geben könnte. Es sei nur hervorgehoben, dass hie und da auch Knollenkalke von weisser Farbe mit grünlichen Mergelbeschlägen, welche ausserordentlich der Südtiroler Entwicklung des Diphyakalks gleichen, sich finden, so am Monte Castello bei Tignale und in der Nähe von Terra di Sasso oberhalb Gargnano. In dem letztgenannten Orte sah ich in einer Mauerplatte solchen Kalkes auch gerollte Ammoniten (*Haploceras cfr Staszyczii*).

Kreide-Ablagerungen.

Die innerhalb des begangenen Gebietes auftretenden Kreide-Ablagerungen sind mit Ausnahme der Gegenden am westlichen Ufer des Garda-Sees nur mehr in beschränkter Verbreitung anzutreffen und bestehen, so wie in den östlich angrenzenden Südtiroler und venetianischen Districten aus zwei petrographisch einander ziemlich nahestehenden, fast nur durch ihre Färbung unterschiedenen Gliedern, deren unteres, der hellgefärbte Biancone, auch noch durch einen beträchtlichen Gehalt an Hornstein ausgezeichnet ist. Sowie von dem unterlagernden Diphyakalke, so ist der Biancone auch von dem oberen cretacischen Gliede, der meist grell gelbroth gefärbten Scaglia, nicht scharf zu trennen. Während in den nördlicheren Abschnitten, also speciell in der Gaverdinagruppe, der Biancone stellenweise eine sehr ansehnliche Mächtigkeit bei gleichzeitiger Abnahme der Scaglia erreicht, tritt längs des Westrandes des Garda-Sees gerade das umgekehrte Verhältniss ein, die Biancone-Ablagerungen erscheinen hier stark reducirt, stellenweise fast fehlend und die Scaglia tritt in enorm mächtigen Massen auf. Man wird also wohl kaum fehlgehen, wenn man diese beiden cretacischen Ausbildungsweisen nicht als fixe Horizonte, sondern vielmehr als einander theilweise vertretende Faciesbildungen ansieht. Die Fossilarmuth der cretacischen Ablagerungen westlich vom Lago di Garda scheint



eine noch grössere zu sein als östlich von jenem See; im Biancone findet sich hie und da ein Aptychus, innerhalb der im Hochgebirge gelegenen Reste dieser Ablagerungen wird ausserdem jede Spur besser erhaltener Organismen durch die starke Fältelung und Biegung der Schichten, die von einer weitgehenden Zersplitterung, Verrutschung der einzelnen Trümmer und Wiederverkittung der Fragmente durch Kalkspathadern begleitet ist, verwischt. Auch Lepsius (pag. 134) nennt nur das Vorkommen von *Aptychus Didayi Coqu.* im Biancone des Monte Cadria. Ich fand Aptychen im Val Lomar und bei San Lorenzo unweit Condino. Bei Pregasio unweit Tremosine am Garda-See sammelte Lepsius (pag. 250) im Biancone Ammoniten, Nautilen, Aptychen und anderes. Die als Scaglia auftretende Kreide scheint noch weitaus fossilärmer zu sein. Im Folgenden sei die Verbreitung der cretacischen Bildungen im Bereiche des Aufnahmsgebietes kurz skizzirt:

In der Pari-Scholle des Gaverdina-Gebirges liegt Kreide nur in der Umgebung des Thales von Ballino. Zunächst dürften Reste von Biancone wohl am Gipfel des Monte Fiesco nachzuweisen sein. Ausgebreiteteren Partien begegnet man auf den Höhen des Monte Vender (Monte Tovacio), von wo sich diese Schichten in nordöstlicher Richtung über den Monte Leone gegen Ballino hinabsenken. Schon im oberen Torrente Toffin sind Spuren von Scaglia an der Bruchlinie unterhalb der rhätischen Mergel und Kalke nachweisbar; diese oberen cretacischen Bildungen nehmen gegen Ballino hin an Mächtigkeit und Oberflächenverbreitung sehr rasch zu. Ballino selbst liegt noch in Biancone, über dem im Westen allenthalben hohe Schichtmassen von Scaglia durch ihre grelle Färbung sich bemerkbar machen. Der Kniefalte des Thals von Ballino entsprechend zieht der sehr gewundene oder senkrechte Schichtstellung zeigende östliche Flügel des Biancone von jener Ortschaft in fast südlicher Richtung am Fusse des Monte Lumason gegen die Nordostecke des Sees von Tenno hinab und wird hier bei völlig verticaler Stellung im Osten noch von einem Reste von Scaglia und Eocän begleitet. Die Fortsetzung dieses Flügels kann man sogar noch oberhalb der Strassenbrücke über den Torrente Toffin an dessen linkem Ufer constatiren, in welcher Stelle ebenfalls Reste von sehr zerrüttet aussehendem Biancone anstehen — eine Art Verbindung mit dem Fiesco-Gipfel herstellend. Von da in südöstlicher Richtung scheint der Fiesco-Kamm gegen das Thal von Pranzo durch eine Bruchlinie abgeschnitten zu sein. Südlich oberhalb Pranzo liegt noch eine Partie von Biancone, an die tieferen (oberliassischen ?) Schichten des Tombio-Absturzes anscheinend angepresst. Die unterhalb der Strassenserpentinen gegen die Varone-Schlucht hin auftretenden Reste von Kreide gehören jedenfalls schon zu den östlichen Gebirgsabschnitten. Nördlich von Ballino verschwindet der Biancone und die Scaglia bildet westlich der Strasse den Fuss des Monte Cogorna, streckenweise so vollständig von Dolomitschutt überrollt, dass man in anstehenden Dolomitmassen sich zu befinden glauben könnte. Noch nördlicher stellt sich auch Eocän ein.

In diesen Regionen scheinen die Längsbruchlinien, welche die einzelnen Schollen der Gaverdina-Masse trennen, ihr Ende zu erreichen, zum Theil vielleicht auch sich zu vereinigen, so dass es ohne sehr

genaue Detailaufnahmen schwer wird, zu entscheiden, ob die nördlich von Ballino sich ausbreitenden Scaglia-Massen als der mittleren Scholle, in deren Fortsetzung sie liegen, zufallend anzusehen seien, oder ob sie der Scholle des Monte Pari, mit welcher sie unmittelbar zusammenhängen, angehören — ja man kann sie vielleicht sogar für die hangendsten Schichten des Monte Misone im Osten des Thales halten, da sie mit dessen Schichtstellung im Einklange zu stehen scheinen. Die tektonischen Verhältnisse der Umgebung von Ballino sind jedenfalls äusserst complicirte und ich zweifle nicht, dass eine sehr genaue Begehung dieser Gegend noch eine Reihe der interessantesten Resultate liefern würde.

In der mittleren Scholle des Gaverdina-Gebirges sind Vorkommnisse von Kreideschichten zu verzeichnen zunächst am Monte Midelar und Monte Meris, westlich von Val di Concei. Sie bilden hier die hangendsten Glieder des an der Cadria-Masse aufgebogenen Randes der mittleren Scholle, beziehungsweise Reste der ursprünglich an der Grenze beider Schollen gelegenen Synclinale.

Spuren von Scaglia schienen mir noch an der Höhe des Monte Midelar zu existiren; in bedeutenderer Verbreitung ist dieselbe am Monte Meris, gegen das Vieschthal hinab und in voller Mächtigkeit in diesem Thale selbst zu treffen, da hier noch ein letzter Rest von eocänen Bildungen in der Axe der Mulde auftritt. Die Fortsetzung dieser Bildungen ist am Westgehänge des Zuges der Cima la Cingla und des Monte Cava zu verzeichnen, von wo aus der mächtig entwickelte Biancone in's Val di Croina hinab einfällt und hier regelrecht von einem schmalen Zuge von Scaglia sowie von Eocän überlagert wird, welche Bildungen jenseits der Wiesengründe des mittleren Val Croina an den hier ebenfalls aus Biancone bestehenden Felsmassen des Pallone-Giovo-Kammes scharf abstossen.

In der westlichen Scholle, jener des Monte Cadria, treten Biancone-Schichten in synclinaler Lagerung auf den Gipfeln auf, und zwar im Norden zuerst südöstlich oberhalb der Malga Gaverdina (westlich vom Hauptkamme), von wo an sie in ununterbrochenem, allerdings stellenweise sehr eingeschnürtem Zuge über die Spitzen der Cima Lanciada und des Corno Lomar zum Hauptgipfel des gesammten Gaverdinagebirges, dem Monte Cadria (2250 Mt.) ziehen, um von hier aus gegen den Monte Croina hin in beträchtlicherer horizontaler Verbreitung eine Art Hochmulde zu bilden. Von dem querkammartig hervortretenden Croina-Rücken senken sie sich, durch den Croina-Pallone-Querbruch abgeschnitten, derartig gegen die Tiefe des Val Croina hinab, dass an der Stelle, wo der Bach durch eine Felsschlucht aus seinem Oberlaufe in die Eocän- und Kreidebildungen des Cingla-Cava-Kammes eintritt, der Westflügel des Biancone des Cadriazuges mit dem Ostflügel der in der Pallonekette auftretenden Biancone-Massen unmittelbar zusammenhängt. Hier oberhalb des Val Croina reichen die Aufschlüsse im Ostflügel der Pallone-Kette überhaupt nur bis in den Biancone hinab, erst weiter im Südosten in den Aufschlüssen des Torrente Sache und seines linksseitigen Nebenbaches sind auch jurassische Ablagerungen erschlossen. Die obersten und jüngsten Bildungen der Pallone-Giovo-Kette, also der oberjurassische Hornsteinkalk, der Dyphia-

kalk und der Biancone (Scaglia scheint in dieser Kette nirgends mehr vorhanden zu sein) ziehen in einer ganz merkwürdigen Weise längs des Querbruchs des Torrente Sache gegen Südwest in's Chiese-Thal hinüber und ihre Schichten sind längs dieser Erstreckung in einer geradezu abenteuerlichen Weise durcheinandergewunden. Sie übersetzen den Kamm etwa in der Höhe des Monte Rango der Karte, und sind unmittelbar unterhalb dieses Gipfels in den wilden, gegen Condino hinabziehenden Schluchten an zahlreichen Stellen aufgeschlossen, mitten zwischen Dolomitmassen eingekeilt. Sein Ende erreicht dieser merkwürdige Gesteinszug erst unmittelbar am Chiese in der Anhöhe, auf welcher die Capelle S. Lorenzo südöstlich von Condino erbaut ist. Ich bin überzeugt, dass es für Jedermann, der diese Gegenden zu geologischen Zwecken besucht, zu den allerunerwartetsten und überraschendsten Wahrnehmungen gehören wird, wenn er innerhalb der das Chiesethal zwischen Storo und Plubega einfassenden Hauptdolomit-Wände an einer einzelnen isolirten Stelle, bei S. Lorenzo, plötzlich auf Kreideschichten stösst, welche sich, von jenseits des Chiese gesehen, nicht im Geringsten von den Massen des Hauptdolomits abheben, so dass man erst, an Ort und Stelle angelangt, sich von deren Auftreten zu überzeugen im Stande ist. Und die durch dieses Vorkommen hervorgerufene Ueberraschung wird sicherlich nicht verringert, wenn man den Verlauf dieses Gesteinszugs weiter zu verfolgen in die Lage kommt. Ich glaube nicht, dass es leicht sein dürfte, eine andere Erklärung für das Vorhandensein dieses Gesteinszuges zu finden, als jene einer Schleppung der hangendsten Schichten des Cadria-Zuges längs der Querbruchlinie, die hier in der Richtung S. Lorenzo—Tiarno durchläuft, und zwei vollständig verschieden gelagerte Gebirgsschollen von einander trennt. Die Fortsetzung der Cadria-Scholle würde man sich demnach theoretisch als westlich der Roccapagana-Masse (etwa in der Erstreckung des Chiesethales von Condino abwärts) liegend vorzustellen haben.

Kreide-Ablagerungen am Westufer des Garda-See's. Am westlichen Ufer des Garda-See's nehmen Kreideablagerungen weite Oberflächen ein. Sie beginnen im Norden auf der Terrasse, welche die beiden Orte Ustecchio und Voltino trägt, hier nur mehr als Biancone entwickelt, während die Scaglia bereits abgewaschen ist. Jenseits des tiefeingerissenen Abflusses des Val Bondo erreichen sie eine mächtigere Entwicklung im Gebiete von Tremosine. Sie reichen von der bei Priezzo und Sompriezzo durchlaufenden Hauptdolomitgrenze, über den Ort Tremosine selbst, weiterhin über Ariaso, Pregasio, Cadignano und am Torrente Campione bis oberhalb Sermerio hinauf, im Halbkreise einen zwischen Priezzo und Sermerio gegen den See sich vorschiebenden Rücken von Hauptdolomit umgebend und scheinbar unterlagernd. Von Pregasio erwähnt Lepsius des Auftretens von Cephalopoden im Biancone. Oberhalb Sermerio am Eingange des Val di S. Michele wird der Biancone zum Theil sehr dünnschichtig und mergelig und führt zahlreiche Fucoiden. Die Scaglia ist im Gebiete von Tremosine mächtig entwickelt. Jenseits des Torrente Campione und zwischen diesem und dem Val di Vione schiebt sich ein zweiter, mächtigerer Hauptdolomitrücken gegen den See vor und reicht mit seiner Spitze nahezu bis zu dem Anstiege

des Monte Castello. Es ist der Rücken des Monte Asino und Dosso Piemp. Auch dessen Fuss wird rings von Scaglia umgeben. Schon westlich gegenüber Sermerio, noch nördlich vom Einrisse des Val della Tegnalga erscheint ein Rest von Biancone, gegen Prabione hin folgt bald Scaglia; beide schlingen sich in schmalem Zuge zwischen der Spitze des Dosso Piemp und den oberjurassischen Schichten des Mte. Castello durch, um jenseits im Gebiete von Tignale wieder ausgebreitetere Flächen einzunehmen. Längs des linken Ufers des Torrente Vione verfolgt man die Kreideschichten weit in's Gebirge hinein; sie lagern über den jurassischen Bildungen des Aufbruches des Monte Denervo, die in der Tiefe des Val Vione erschlossen sind und bilden insbesondere in der Gegend der Wasserscheide zwischen Val Vione und Val Costa ausgedehnte Wiesengründe, welche gegen Nordosten an der Hauptdolomitkette des Monte Asino, im Nordwesten an der Hauptdolomitkette des Monte Sernifa und Monte Apennino scharf abstossen. An einer Stelle, nahe südwestlich vom Monte Sernifa wird diese Dolomitkette so niedrig, dass man über ihre Einsattlung weg von der erwähnten Wasserscheide in's Val Vestino hinüberblicken und die Cima Monga sowie die grünen Wiesenflächen zwischen Cadria und Magasa wahrnehmen kann. An dieser Stelle reicht die Scaglia nahezu bis zur Sattelhöhe jener Dolomitkette. Das Thal von Costa ist bis gegen oder über Passano hinab in Kreidebildungen eingeschnitten; von jener Stelle an aber scheint die Grenze zwischen Kreide und Hauptdolomit gegen Süden abzulenken, die Kuppe des Monte Magno (Hauptdolomit) westlich lassend und über einen niedrigen Sattel in das nächstsüdliche Seitenthal des Torr. Toscolano hinüberzuziehen. In diesem wendet sich die Scaglia, am Südfusse des Monte Magno hinstreichend, wieder thalabwärts, aber nur für kurze Erstreckung, denn bald biegt sie in den vom Monte Avertil kommenden, rein nördlich verlaufenden Seitengraben ab und zieht in ihm südwärts hinauf, im Westen scharf an Hauptdolomit abstossend. Sie überschreitet die hohe Einsattlung westlich des Monte Avertil und wendet sich wieder in südwestlicher Richtung zum Torrente Toscolano hinab, dessen Tiefe sie bei einer Mühle nahe unterhalb der Einmündung des Val dei Campei erreicht. Von dieser Stelle an längs des hier durchlaufenden Querbruchs bis zur Mühle Camerati thalabwärts ist cretacisches Terrain stellenweise auch noch am rechten Ufer des Toscolano zu finden; von Camerati an läuft der Bruch am Monte Castello vorbei hinüber gegen S. Pietro d'Agrino am See.

Zwischen den genannten beiden Mühlen im Toscolanothale tritt der Zug des Monte Avertil an den Fluss heran, hier aus sehr gewundenen Biancone-Schichten bestehend, mit steilerer Schichtstellung im südöstlichen Flügel. An den sehr abschüssigen Gehängen dieses Zuges setzt der Biancone mit immer mehr zunehmender Aufrichtung der Schichten fort über Terra di Sasso gegen Muslone. Nach aussen von ihm liegt ein Gebiet von Scaglia von im Allgemeinen muldenförmiger Lagerung, doch so, dass die Synclinale im Südwesten freier und flacher liegt, gegen Nordosten dagegen immer enger und enger zusammengepresst wird, so dass sie unter den Abstürzen der Cima Comaro einen völlig senkrecht aufgerichteten bis überkippten nordwestlichen Flügel besitzt. In der Gegend von Muslone erreichen diese innersten Schich-

ten der liegenden Synclinale ihr Ende. Jenseits des Bruchs am unteren Toscolano bilden cretacische Schichten in regelmässiger Ueberlagerung den Aussenrand des Gebirgs und erstrecken sich, flachere Vorberge bildend, über das Gebiet der Gemeinden Gaino, Madino und Sarniga zum unteren Chiesethale, über welches hinaus ich dieselben bisher nicht verfolgt habe. Längs dieser ganzen Erstreckung ist ein Wiederaufbiegen dieser Schichten gegen den See und ein ziemlich steiles Einfallen gegen das Gebirge constatirt worden. Man hat es also auch hier wieder offenbar mit einer Längsbruchlinie zu thun.

Eocäne Ablagerungen.

Nur mehr äusserst spärlich treten im Bereiche meines Aufnahmsterrains eocäne Bildungen auf. Ein äusserst geringer Rest solcher begleitet die Kreideablagerungen am nordöstlichen Winkel des Lago di Tenno. Etwas verbreiteter und mächtiger erhalten sind eocäne Schichten am Fusse des Monte Cogorna über der Scaglia-Masse von Ballino. Man trifft dieselben insbesondere am Fahrwege von Ballino gegen Tione, besonders westlich oberhalb des Torfmoors von Fiave. Es sind vorherrschend Mergel von zum Theil flyschartigem Charakter, in einzelnen Bänken zahlreiche Nummuliten, die meisten von geringer Grösse, führend.

In der mittleren Scholle des Gaverdina-Gebirges sind eocäne Ablagerungen ebenfalls noch an zwei Stellen zu finden. In schon sehr geringer Mächtigkeit liegen solche noch in der Axe der Synclinale des Val Viesch nordwestlich von Lenzumo. Mächtiger dagegen und ausgedehnter trifft man dieselben auf den wiesentragenden, flachen Anhöhen zur rechten Seite des mittleren Val Croina, wo sie regelrecht über der Scaglia folgend gegen Westen, resp. Nordwesten einfallen und am Biancone des Pallone-Zuges abstossen (vergl. Profil IX und X).

Sie sind hier durchaus flyschartig entwickelt, mergeligsandig, nahezu ohne Kalkbänke: nur eine breccienartige Bank von mehr kalkigem Charakter wurde bemerkt, die lebhaft an ein analoges Vorkommen im tiefsten Eocän des Lago Toblino erinnerte, welches hier aber reich an Nummuliten ist, während im Val Croina nichts von Petrefacten gefunden wurde.

Diese eocänen Bildungen ziehen an dem Pallone-Croina-Querbruche deutlich gegen die Einsattlung zwischen Monte Croina und Cima la Cingla hinauf und an dieser Einsattlung selbst kann man noch lose Stücke eocäner Gesteine umherliegend finden, welche den Zusammenhang der Eocän-Schichten vom Val Croina mit jenen des Val Viesch andeuten. Der Cadriascholle des Gaverdinagebirges fehlen sowohl obere Kreide als auch Eocän bereits gänzlich.

Ein sehr beschränktes, aber seiner petrographischen Beschaffenheit und Petrefactenführung wegen interessantes Vorkommen eocäner Schichten liegt auf den Höhen südwestlich oberhalb Gargnano am Gardasee. Im südwestlichsten Theile der breiten Scaglia-Synclinale nahe dem Querbruche des unteren Torrente Toscolano, und zwar südlich oberhalb des Dorfes Navazzo, gegen die Felsschroffen des Monte

Castello hinauf, trifft man in einzelnen Hohlwegen über der Scaglia gelbgraue Schiefermergel mit Einlagerungen von Tuffen, welche mit den Tuffen von S. Giovanni Ilarione eine überraschende Aehnlichkeit besitzen und auch durchaus nicht arm an Fossilien zu sein scheinen. *Serpula spirulaea*, *Nummulites complanata* und *N. spira*, sowie zahlreiche kleinere Nummulitenformen, viele Orbitoiden, Echinidentrümmer, Bruchstücke von *Pectines* liegen in dem Tuffe und verstärken den Eindruck, dass man es hier wirklich mit Ablagerungen vom Alter jener von S. Giovanni Ilarione zu thun habe. Dieselben sind indessen, wie erwähnt, nur mehr in äusserst geringer Ausdehnung vorhanden.

Weiterhin gegen Süden bis gegen Salò scheinen nirgends mehr eocäne Schichten aufzutreten. Die Eocänablagerungen der Klippen zwischen Salò und Desenzano mit ihrem flach nordwestlichen Einfallen gehören evident schon zur Kette des Monte Baldo als deren hangendste Glieder. Ihre nordöstliche Fortsetzung liegt bei Torri del Benaco, sowie als südwestliche Fortsetzung der Kreide von Torri die Spitze der Halbinsel von Sermione betrachtet werden muss. Nachrichten über die Eocänablagerungen zwischen Salò und Desenzano findet man bei F. v. Hauer: Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei, pag. 52, und bei Curioni, Geologia, pag. 305.

Diluviale und recente Bildungen.

Diesen jüngsten im begangenen Gebiete auftretenden Ablagerungen habe ich nur sehr geringe Aufmerksamkeit geschenkt und verweise hier auf die zahlreichen, von Lepsius, (pag. 141 ff.) insbesondere über die glacialen Bildungen gemachten Mittheilungen. Zu diesen möchte ich nur bemerken, dass mir die von Lepsius behauptete Grundmoränen-Natur der Schuttmassen an der Thalsperre oberhalb Creto nicht völlig sichergestellt erscheint; auf mich haben diese Ablagerungen den Eindruck einfacher Schuttkegel, die einerseits vom Torrente Marac, andererseits vom Reveglerbache herausgeschafft wurden, gemacht. Ich möchte aber hier durchaus keine positiven Behauptungen aufstellen, da ich diesen Dingen, wie erwähnt, zu wenig Beachtung geschenkt habe.

Kalktuffbildungen findet man in grösserer Ausdehnung insbesondere in der Ponale-Schlucht zwischen den Ortschaften Molina und Pre. Eine andere Stelle, wo solche, reich an Blattresten, auftreten, liegt nordöstlich von Condino am linken Chieseufer.

Junge Ablagerungen von zweifelhaftem Alter trifft man im unteren Val Sabbia, speciell südlich von Preseglie am linken Gehänge des Torrente Brenda: es sind sehr mächtig entwickelte Sandsteine, grobe Conglomerate und Kalksinter. Sie machen im Allgemeinen den Eindruck, als seien sie in einem Süsswasserbecken von geringer Ausdehnung, das ehemals, bevor der Chiese durch den vorliegenden Zug von Hauptdolomit sich durchgenagt hatte, hier bestand, abgelagert worden.

Wieder etwas anderer Natur sind die Ablagerungen, welche man auf der Höhe des Monte S. Bartolomeo bei Salò trifft. Von Salò aus gesehen, machen sie den Eindruck von über den Scaglia-Massen fol-

genden eocänen Schichten. In der Nähe betrachtet, nehmen sie den Charakter eines grossartigen Schuttkegels oder einer Deltabildung an, die zu oberst aus sehr groben, conglomirten, felsbildenden Schuttmassen besteht, unter denen nördlich vom Dorfe S. Bartolomeo sandige und noch tiefer mergeligthonige Ablagerungen mit etwa nach Südosten fallenden Schichten aufgeschlossen sind, in denen sich spärliche Petrefacten fanden, deren ungünstige Erhaltung leider nicht erlaubte, über ihren Charakter völlig in's Reine zu kommen. Es ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass dieselben marinen Ursprungs seien, wofür insbesondere ein Schalenbruchstück spricht, das entschieden nur einem glatten *Pecten* angehört haben kann. Die Localität dürfte sich jedenfalls für eine eingehendere Untersuchung empfehlen.

Rückblick und Schluss.

Nachdem im Vorangehenden die stratigraphische Gliederung und die Verbreitung der einzelnen Schichtgruppen, welche das begangene Gebiet zusammensetzen, behandelt wurde, erübrigt nur noch, auch der tektonischen Erscheinungen zu gedenken.

Vor allem ist hervorzuheben die Existenz der Judicarienlinie und ihrer tektonischen Fortsetzung, der Bruchlinie des Valtrompia. Der Charakter dieser Linien ist der von scharfen Längsbrüchen, also von Brüchen, die im Streichen des Gebirges liegen. Für die Valtrompialinie ist das ohne weiters klar, für die Judicarienlinie ergibt sich dieser Charakter durch die Untersuchung der anstossenden Gebirge. Das west-östliche lombardische Streichen schwenkt nämlich zwischen dem Idro- und dem Gardasee in ein nordöstliches und sodann in ein nordnordöstliches um, welches in der Gaverdinagruppe das herrschende bleibt. Es ist das das Streichen der Etschbuchtgebirge, denen noch jenseits des Gardasees der Mte. Baldo angehört.

Ueber die nach innen von der Valtrompia-Judicarienlinie liegenden Gebietsantheile bis zum Tonalite des Adamello hin ist wenig zu bemerken. So weit die Untersuchungen reichen, herrscht flache Lagerung und gegen die Grenze des Tonalits macht sich ein plötzliches steiles Einfallen der metamorphischen Triasgesteine in der Richtung unter jenes Eruptivgestein (Valbuona, Valaperta) bemerkbar. Gegen die Judicarienlinie hin erfolgt im Bereiche der triassischen Gebilde ebenfalls ein ziemlich plötzlich eintretendes, stark geneigtes Einfallen in südöstlicher Richtung; es ist dasselbe am besten zwischen Prezzo und Roncone zu beobachten. Ausserhalb der Judicarien-Valtrompia-Linie beginnen regelmässige, starke Faltungen sich einzustellen, und zwar stossen die hier angrenzenden Massen zunächst mit senkrecht aufgerichteten bis schwach überkippten Schichten an die Bruchlinie an (von Condino nordwärts, an der Trompialinie von Lodrone bis über Collio hinaus); bald folgt eine scharfe Synclinale und entgegengesetztes, in's Gebirge gerichtetes Einfallen gegen Nord, resp. Nordwest. Dieses Einfallen bleibt das herrschende bis zum Aussenrande des Gebirges. Dabei ist jedoch die Anzahl der Falten in verschiedenen Profilen eine verschieden grosse. Querbrüche durchsetzen das ganze Terrain. So

scheint der Valtrompiabruch selbst über Valbuona hinüber noch eine Strecke weit in den Hauptdolomit des Val Ampola fortzusetzen, hier den Charakter eines Querbruches annehmend; ihm in der Richtung parallele Bruchlinien wurden nördlicher beobachtet: die eine derselben schneidet den gesammten Zug der Gaverdina-Hauptkette in der Linie Tiarno-S. Lorenzo ab; eine zweite unterbricht diesen Zug weiter nördlich und verschiebt seine beiden westlichen Schollen um beträchtliche Strecken (wohl mehr als 1000 Meter). Auch im Süden der Valtrompialinie durchsetzen Transversalstörungen das Gebirge. Die markanteste ist jene des Val Ponticello. In der äussersten Zone gegen den Gardasee trennt eine Störung von ähnlichem, nordwestlichem Verlaufe nahe dem untersten Torrente Toscolano zwei sehr verschieden gebaute Stücke des Gebirges.

Die zwischen diesen Querstörungen liegenden Transversalschollen zeigen oft einen wesentlich verschiedenen Bau, was Zahl und Ausbildungsweise ihrer Faltungen betrifft. Im Durchschnitte des Gaverdinagebirges hat man es zunächst mit drei Längsschollen zu thun, d. h. mit drei Gebirgsabschnitten, welche durch longitudinale, in ihrer Entstehung offenbar auf liegende Falten zurückführbare Störungslinien von einander geschieden sind (man vergleiche die beigegebenen Profile). Es sind dieses die im Vorangehenden oft genannten Längsschollen des Mte. Gaverdina-Cadria-Giovo, des Mte. Toffin-Viesch, des Mte. Pari. Abgesehen von der durchwegs senkrechten Aufrichtung des Westflügels der westlichsten der drei Schollen längs der Judicarienlinie ist die herrschende Fallrichtung der Schichten im gesammten Gaverdinagebirge als eine nach Nordwesten gerichtete zu bezeichnen. Das geht schon aus dem Umstande hervor, dass in der mittleren und östlichen Scholle das Auftreten der jüngeren Ablagerungen auf die nordwestlichen Ränder der betreffenden Scholle beschränkt ist, während gegen Südosten hin regelmässig tiefere und tiefere Bildungen zum Aufschlusse gelangen. Die tektonischen Vorgänge, denen diese Schollen ihre Isolirung verdanken, sind ohne Zweifel in der Grundanlage zunächst die Bildung schiefer oder knieförmiger Falten mit nach aussen gerichtetem Scheitel, aus welchem durch schrittweise Fortentwicklung sodann Falten mit gebrochenem Knie entstanden, so dass endlich eine in gleichem Sinne (gegen Südost) stattfindende, mehr oder weniger weitgehende Ueberschiebung der höher liegenden Massen im Nordwesten auf die jüngsten Glieder der im Südosten anliegenden Nachbarscholle eintreten konnte, wobei an der Grenze beider hie und da die steilaufgerichteten oder überkippten Reste des westlichen Flügels der ursprünglichen Synclinale in scheinbar geschleppter Schichtstellung erhalten bleiben konnten, während bei weiterem Fortschreiten des Processes wohl auch eine gänzliche Verdrückung jenes kurzen Mittelschenkels zu Stande kam.

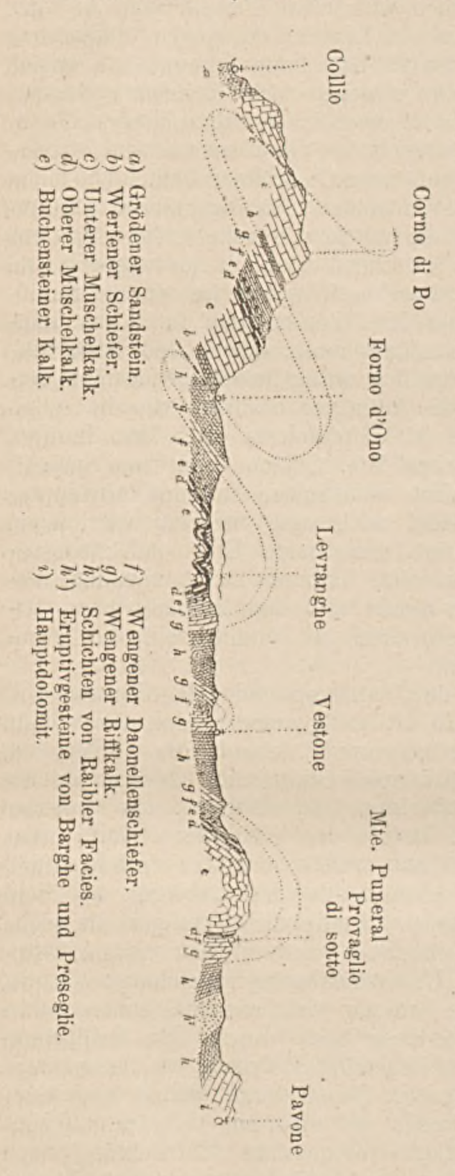
In der westlichen und mittleren Scholle der Gaverdina sind weitere Faltenbildungen (abgesehen von kleineren wellenförmigen Biegungen in der Umgebung des Mte. Turig, an welcher Stelle die westliche Synclinale sich flacher ausbreitet) nicht zu beobachten; in der östlichen Scholle dagegen, jener des Mte. Pari, treten solche sehr klar auf und es mag dahingestellt bleiben, ob man in ihnen etwa secundäre Erscheinungen, die sich erst nach Entstehung jener Längsbrüche bildeten, oder

weniger vorgeschrittene Faltungen von gleichzeitiger Entstehung mit jenen Hauptfalten sehen will. Wichtiger ist der Umstand, dass sich am Ostrande der Parischolle noch die ursprüngliche Anlage der Kniefalte beobachten lässt, so dass man vielleicht hier stellenweise, insbesondere bei Riva, kaum das Recht hat, einen wirklichen Faltenbruch zu supponiren, welcher indessen weiterhin von Limone an gegen Südwesten entschieden angenommen werden muss. Hier, von Limone an gegen Südwesten, ist es auch, wo sich eine weitere, noch östlicher gelegene Längsscholle anzulegen beginnt. Es ist schon im stratigraphischen Theile hervorgehoben worden, dass sich südlich des Querbruches von Tiarno-S. Lorenzo eine Fortsetzung der innersten Gaverdinascholle nicht mehr vorfindet, und dass sich südlich der analogen Störungslinie im unteren Val Ampola, wie es scheint, auch die mittlere Scholle verliert. Die im Allgemeinen flacher gelagerte, vorherrschend ebenfalls nordwestlich einfallende östliche Scholle der Gaverdina, beziehungsweise deren unmittelbare Fortsetzung, die Gruppe des Mte. Lanino und der Cima della Guardia, tritt hier an die Judicarienlinie heran, nur in der Nähe dieser Linie einige, wie es scheint, ziemlich unregelmässige Störungen zeigend, die im Allgemeinen denselben Charakter besitzen, wie die schon erwähnten Längsfalten (Synclinale der Gipfelmasse des Mte. Lanino, Synclinale der Rhätschichten zwischen Mte. Caplone und Cima Spessa). Die Judicarienlinie selbst biegt nicht unmittelbar in die Valtrompia-Linie um, sondern setzt ohne Zweifel noch eine Strecke weit gegen Südwesten in den Idrosee hinein fort, denn beide Ufer und insbesondere beide Thalgehänge des untersten Valbuona sind ziemlich verschieden gebaut. Auch diese Linie nimmt also hier im südlichsten Abschnitte den Charakter eines Querbruches an, ähnlich wie die Trompialinie gegen Osten des Valbuona.

Die Gebirgsmasse zwischen der Valtrompialinie, dem Idrosee und dem Querbruche des Val Ponticello ist vollkommen analog der Scholle des Mte. Cadria in der Gaverdinagruppe gebaut, das heisst, sie stellt einen synclinal gebogenen Gebirgsabschnitt dar, dessen innerer Schenkel steil aufgerichtet bis überkippt ist, während sein äusserer Schenkel ziemlich flach gegen das Innere des Gebirges einfällt. Jenseits des Val Ponticello liegt ein ganz anders gebautes Gebirgsstück. Vom Val Trompia an bis zum Aussenrande des Gebirges bei Salò zählt man hier (vergl. nachstehendes Profil) nicht weniger als sechs Wölbungen, von denen die beiden innersten, am weitesten vorgeschrittenen durch wahre Längsbrüche mit Ueberschiebungs-Erscheinungen repräsentirt sind, während die gegen aussen sich anschliessenden wahre Kniefalten darstellen, die äusserste aber noch durch eine Aufbiegung der am Aussenrande des Gebirges liegenden Schichten, welche gebirgseinwärts fallen, sich bemerkbar macht. Das Gebirge östlich und westlich der Bruchlinie des Val Ponticello ist also ein sehr auffallendes Beispiel von sehr verschiedenartiger tektonischer Entwicklung nach aussen hin bei gleichartiger Bildung an der Grenze gegen den Längsbruch des Valtrompia.

Der aufgerichtete und gebirgseinwärts fallende Aussenrand des Gebirges setzt längs des Ufers des Gardasees fort und bildet die äussere Begrenzung jener Scholle, welche sich dem Hauptdolomitterrain der

Cima della Guardia von Limone an gegen Südwesten vorlagert. Westlich bis zum Torrente Toscolano findet hier eine regelmässige Ueberlagerung statt, erst in der Region des unteren Toscolano hat man wiederum einen Querbruch von nordwestlicher Richtung, also etwa parallel dem Ponticellobruche zu verzeichnen, an dessen beiden Seiten die Entwicklung der Faltenbildung abermals getrennte Wege eingeschlagen hat. Im Nordosten desselben herrscht nicht mehr die regelmässige Ueberlagerung älterer Gebilde durch jüngere von innen gegen aussen, sondern eine weiter einwärts, höher liegende Scholle von Hauptdolomit stösst in einer sehr unregelmässigen Grenzlinie an einer tiefer liegenden Scholle, deren Hangendstes grösstentheils Massen von Scaglia bilden, an und ab, ja sie scheint sogar stellenweise (beiderseits des Torrente Campione) über diese jüngeren Bildungen überschoben zu sein. Einen Uebergang zwischen der ziemlich flachen und ungestörten Lagerung im Südwesten des unteren Torrente Toscolano und den vollkommen gestörten Lagerungsverhältnissen im Nordosten dieses Flusslaufes bietet der Einriss des Toscolano selbst; zu beiden Seiten desselben knicken die vom Gipfel des Mte. Pizzocolo ziemlich flach gegen Südosten sich herabsenkenden jurassischen und cretacischen Schichten plötzlich knieförmig ein und bilden solchergestalt ein Mittelstadium, welches dem Bruche und der Ueberschiebung vorauszugehen pflegt. Das Weiterfortschreiten, respective die stärkere Entwicklung der Faltenbildung nordöstlich vom Torrente Toscolano mag wohl die Entstehung des Querbruches selbst veranlasst oder doch gefördert



haben. Innerhalb der zwischen dem Torrente Toscolano und dem Orte Limone sich erstreckenden östlichsten Gebirgsscholle wiederholen sich gegen die Ufer des Sees hin dieselben tektonischen Erscheinungen. So entspricht die steile Felswand des Corno Comaro oberhalb der Ortschaften Garg-

nano und Muslone einer Kniefalte, unterhalb welcher die liegende Synclinale der cretacischen Bildungen prächtig hervortritt; ältere Schichten des südöstlichen Flügels derselben bilden mit nordwestlichem Einfallen die Felswände am Seeufer, aber selbst diese bestehen nicht durchgehends aus Schichtköpfen, sondern noch an ihnen selbst stellen sich abermals knieförmige Faltungen in analogem Sinne ein, welche hie und da, knapp über dem Spiegel des Sees, sogar noch von einer abermaligen Aufbiegung der Schichten im entgegengesetzten Sinne gefolgt sind. Eine solche plötzlich sich einstellende, steile bis völlig senkrechte Schichtstellung beobachtet man zunächst an der Strecke vom Landungsplatze für Tignale (Pra di Fame) angefangen bis zu dem Cap südlich vom Mte. Castello[1]; eine noch ausgedehntere Partie von demselben Baue liegt unterhalb Tremosine, Voltino und Ustecchio, und hier ist es speciell, wo die senkrecht stehenden Bänke unmittelbar über dem See nochmals synclinal sich umbiegen und abermals gegen das Gebirge einfallen (vergl. Profil XIV.). Ganz analoge Erscheinungen beobachtet man unterhalb des Colcalder halbwegs zwischen Limone und dem Ponale-Falle; diese Strecke gehört indessen bereits der nächstwestlicher gelegenen Scholle des Mte. Pari an und die hier auftretende Umbiegung hängt mit derselben Erscheinung, welche bei Riva auftritt, zusammen.

In der Scholle, an deren Fusse Riva liegt, also jener des Mte. Pari, erscheint bemerkenswerth die nahezu nordsüdliche Streichungsrichtung der Synclinale von S. Antonio-Prati di sotto. Es ist darin möglicherweise eine Art von Stauungserscheinung zu erblicken, in der Weise etwa, dass die ganze Scholle an ihrem nordöstlichem Ende längs der merkwürdigen Tiefenlinie von Riva-Ballino ein Entwicklungshinderniss gefunden haben würde. In der That ist diese Tiefenlinie von Ballino eine höchst eigenthümliche, unregelmässige und complicirte Störungslinie von transversalem Charakter, zu deren beiden Seiten sehr verschiedenartige Gebirgsstücke aneinanderstossen. Aber auch das Alter dieser Linie scheint ein sehr hohes zu sein; schon zur Zeit der Ablagerung der liassischen Schichten muss dieselbe in irgend einer Form existirt haben, denn sie spielt für jene Ablagerungen bereits die Rolle einer heteropischen Grenze, worauf schon oben hingewiesen wurde.

Für keine der übrigen unter den angeführten Querstörungen lässt sich auf ein so hohes Alter schliessen. Wohl sind einige unter ihnen, zu deren beiden Seiten eine so verschiedene tektonische Gestaltung der anliegenden Transversalschollen platzgegriffen hat, dass auch sie schon vor diesen tektonischen Differenzirungen entstanden sein müssen, da ja sonst die Entwicklung hüben und drüben eine weit gleichartigere sein würde. Es gehört hieher vor allem die Querlinie des Val Ponticello. Dass aber auch derartige Linien, in ihren Anfängen wenigstens,

---

[1]) Die Wand des Mte. Castello selbst zeigt keine Störungen. Nahe südöstlich aber senkt sich die gesammte Schichtmasse flach gegen Süd oder Südwest, wenig weiter tritt zwischen der sich absenkenden Masse und den höher liegenden Partien ein Bruch ein und gegen Pra del Fame hin scheiden sich scharf zwei Schollen, eine untere und eine obere, letztere eine steile Wand bildend; die untere Scholle fällt zuerst flacher gegen den See, noch näher an Pra del Fame aber knicken ihre Schichten zu völlig senkrechter Stellung um. Das Ende dieser Partie liegt zwischen den beiden bei Pra del Fame ausmündenden Bachläufen.

gleichaltrig mit dem Beginne der Längsfaltung sein mögen, dafür scheinen wieder andere Fälle zu sprechen, in welchen die Entwicklung der einen Scholle in der Nähe des Querbruches selbst einen Uebergang in die Lagerung der Nachbarscholle erkennen lässt. Dieses ist der Fall am unteren Torrente Toscolano. Hier scheint es wirklich erst in Folge einer ungleichmässigen Entwicklung der Längsfaltung zu einer Querzerreissung gekommen zu sein, nach deren Eintreten die Ungleichmässigkeit zu beiden Seiten um so greller zu Tage treten und weiter fortschreiten konnte. Die Querlinie des unteren Torrente Toscolano bildet somit ein ausgezeichnetes Seitenstück zu der grossen Bruchlinie von Schio (vergl. Verhandl. der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1879, p. 76). In einzelnen Fällen endlich kann man wohl Querbrüche für jünger als die von ihnen durchschnittenen Falten ansehen, dann nämlich, wenn dieselben scharf durchsetzend vollständig analog gebaute Gebirgsstücke geradezu verschieben. So in der Gaverdinagruppe; aber auch hier scheint noch nach ihrer Bildung ein Fortschreiten der Längsfaltenbildung in ungleichmässiger Weise vorgekommen zu sein. In allen diesen Fällen können aber wohl die Querbrüche ihrem Wesen nach Folgeerscheinungen der Faltung selbst sein und alle jene graduellen Unterschiede lassen sich recht gut unter einen Gesichtspunkt bringen, wenn man sich vorstellt, dass in gewissen Stadien der Faltenbildung, hier früher, dort später, durch Ungleichmässigkeiten innerhalb der gefalteten Masse Querstörungen eintraten, und dass man in den Querbrüchen wohl nur den Ausdruck von Erscheinungen zu sehen habe, die im Wesentlichen als eine Beseitigung von der Faltenbildung selbst im Sinne des Streichens entgegengestandenen Hindernissen aufzufassen sein werden.

Der durch knieförmige, schiefe Falten und deren weitere Entwicklungsstadien, Faltenbrüche und Ueberschiebungen gekennzeichnete geologische Bau des hier besprochenen Terrains findet keineswegs seinen Abschluss am Gardasee, sondern es reihen sich diesem Gebiete in völlig gleichmässiger Weise auch noch die jenseits des Sees gelegenen beiden Ketten des Baldogebirges (Hauptkamm und Etschuferkamm) an; ihre Entstehung muss als eine durch völlig gleichartige tektonische Vorgänge hervorgerufene betrachtet werden. Selbst jenseits der unteren Etsch, im Hochveronesischen und Hochvicentinischen, erscheinen Parallelstörungen noch in Form von Querbrüchen, welche diese schon vom westöstlichen Streichen des venetianischen Gebirges beeinflussten Massen durchschneiden. Jenes westöstliche Streichen stellt sich local schon am südlichsten Gehänge des Baldohauptkammes ein, und hier besteht ein allmäliger Uebergang aus der flach nordwestlich fallenden Schichtenstellung des Hauptkammes in die westöstlich streichende, steilaufgerichtete bis überkippte Stellung der Kniefalte an dessen südlichsten Abstürzen (vergl. Verhandl., 1878, pag. 399).

Jenseits der Etsch erscheinen in grösseren Abständen westöstliche Kniefalten mit zum Theil in Bruchlinien übergegangenen, gegen Süden gerichteten Steilabstürzen, so bei S. Giorgio nordwestlich von Verona, so am Südgehänge der Mti. Lessini unterhalb der Gipfel Corno d'Aquiglio und Corno Mozzo, so an der südlichen Umrandung des Kessels

von Recoaro und weiterhin am Rande des Tretto und der Sette Communi.

Die Kniefalte des Corno d'Aquiglio schneidet an der Bruchlinie, die hier das linke Etschufer begleitet, ab und jenseits des Etschthals am Mte. Baldo existirt keine Fortsetzung derselben. Herr M. Vacek macht mich nun aufmerksam darauf, dass nach seinen Erfahrungen bei Trient und Roveredo die Fortsetzung dieser Kniefalte ganz wohl von dem Zuge des Mte. Pastellette und Mte. Pastello gebildet werden könnte. Ist das richtig, so wäre auch hier ein unmittelbarer Uebergang aus dem judicarischen in das venetianische Streichen des Gebirges vorhanden und der Etschbruch östlich von Dolce-Peri würde sich noch den südjudicarischen Kniefalten anreihen.

Die Anordnung der Faltenbildung des Gebirges im südlichen Theile der Etschbucht lässt somit eine ganz ausserordentlich scharf ausgeprägte Abhängigkeit von den weiter gebirgseinwärts liegenden älteren Massen[1]) erkennen; um diese schlingen sich die einzelnen synclinalen

[1]) Es scheint mir, obwohl ich, wie ich nochmals hervorheben will, die Contactzone der Triasgesteine gegen den Tonalit nur ganz flüchtig gesehen habe, als ob auch jene Linie eine Linie von tektonischer Bedeutung sei, welche sich in ihrer Entstehungsart eng an die weiter nach aussen liegenden Längstörungslinien des Gebirges anschliessen würde. Räumt man den zweifellos analogen Erscheinungen, welche diese Störungslinie am Tonalit mit den Ueberschiebungslinien innerhalb der jüngeren sedimentären Ablagerungen gemein hat, einigen Einfluss auf die Anschauungsweise ein, so wird man dazu geführt, auch in der Contactlinie zwischen Tonalit und Trias nichts anderes als eine jener grossartigen Längsstörungs- und Ueberschiebungslinien zu sehen, welche innerhalb der mesozoischen Bildungen beiderseits des Gardasees auftreten und welche im Wesentlichen die sich immer wiederholende Erscheinung darbieten, dass in der Richtung vom Aussenrande gegen das Innere des Gebirges in gewissen Abständen über sehr jungen Ablagerungen plötzlich und oft mit gewaltiger Sprunghöhe viel ältere Bildungen auftauchen. So am Mte. Baldo über Eocän Haupt- oder rhätischer Dolomit, bei Tignale und Tremosine über Scaglia Hauptdolomit, im Torrente Toffin über Scaglia rhätische Kalke und Mergel, an der Grenze zwischen der mittleren und westlichen Gaverdinascholle über Scaglia und Eocän Grenzdolomit und — würde man eventuell hinzufügen müssen — über der oberen Trias des Mte. Doja, Mte. Rema und Cornovecchio endlich der Tonalit des Adamello. Tektonisch besitzt insbesondere die Ueberschiebung im Torrente Toffin die grösste Aehnlichkeit mit den Lagerungserscheinungen an der Tonalitgrenze, speciell des oberen Val Aperta. Der Vergleich mit den am Südrande der Granitmasse der Cima d'Asta bekannten Lagerungsverhältnissen liegt so nahe, dass ein Hinweis auf jene Verhältnisse geradezu selbstverständlich ist. Auch zweifelt wohl kaum Jemand daran, dass man es in der südlichen Granitgrenze der Cima d'Asta thatsächlich mit einer Linie von tektonischem Charakter zu thun habe, nicht aber mit dem alten Rande einer Eruptivmasse, welche hier, gleichgiltig zu welcher Zeit, in der jetzt noch innegehabten Lage aus der Tiefe emporgedrungen ist. Der Gedanke, dass die Granitgrenze des Valsugana mit ihren Ueberschiebungserscheinungen und die Tonalitgrenze von Judicarien nur graduell, nicht aber principiell verschiedenen Vorgängen ihre Entstehung zu danken haben, scheint mir so nahe zu liegen, dass ein Vergleich beider wohl von vorneherein nicht ohne weiters von der Hand zu weisen ist. Ich glaube nicht, dass die an der Contactgrenze zu beobachtenden Erscheinungen (also das Einfallen der triassischen Schichten unter den Tonalit, welches schon auf der Karte in den aus- und einspringenden Winkeln der Grenzlinie hervortritt, ferner die hie und da, besonders östlich oberhalb des Lago della Nova auftretenden sonderbaren Breccien, die ein förmliches Zerreibsel der Triasgesteine darstellen u. s. f.) gegen die Deutung sprechen, dass man es hier wirklich mit einer Ueberschiebung des Tonalits auf triassische Massen, welcher Ueberschiebung wohl höchst wahrscheinlich die Bildung einer schiefen Falte voranging, zu thun habe. Zum mindesten dürfte diese Erklärung eben so viel für sich haben, als manche andere, doch bemerke ich noch-

und anticlinalen Linien, aus dem lombardischen in das judicarische Streichen übergehend, gleichförmig herum. In ähnlicher Weise sind die tektonischen Verhältnisse des hochveronesischen und hochvicentinischen Gebietes beeinflusst von den älteren Massen im Norden, zunächst wohl von der Cima d'Asta. Schon v. Mojsisovics hat („Dolomitriffe", pag. 519) diese Abhängigkeit folgendermassen gekennzeichnet: „Wie die Falten im Süden der Val Suganaspalte dieser parallel streichen, so folgen die Faltungen im Gebiete der Etschbucht der Judicarienspalte."

Welcher Art der sich hier aussprechende Einfluss der älteren Massen auf die jüngeren Sedimente der Aussenzone sei, ob man darin eine von innen gegen aussen wirkende Kraft oder eine Stauungserscheinung oder aber beides erblicken will, bleibt wohl erst in zweiter Linie zu beantworten; zunächst dürfte es sich darum handeln, zu constatiren, ob sich eine oder die andere Art einer Bewegung innerhalb der gefalteten Massen erkennen lässt und nach welcher Richtung sich diese Bewegung äussert. Und eine solche Bewegung ist allerdings zu erkennen; sie tritt, wie schon hervorgehoben wurde, auf in der Bildung schiefer, knieförmiger Falten mit nach aussen gerichtetem Scheitel, in deren Fortentwicklung Brüche und Ueberschiebungen der weiter gebirgseinwärts liegenden auf die gegen aussen sich anreihenden Schollen einzutreten pflegen. Die hier eintretende Bewegungserscheinung verräth also eine aus dem Centrum des Gebirges gegen den Rand hin wirkende oder, wenn man so will, eine in den bewegten Massen selbst liegende Kraft. Dagegen wird man schwerlich berechtigt sein, darin ein Anzeichen zu finden, welches in erster Linie für die Existenz einer vom Gebirgsaussenrande gegen das Innere wirkenden, einseitigen Kraft, die bei der Bewegung und Auffaltung des Gebirges hier eine Rolle gespielt hätte, sprechen würde.

Von der grössten Wichtigkeit nun scheint es mir, hier abermals hervorzuheben, dass der eben nachgewiesene Bau der südlichen alpinen Aussenzone nicht etwa eine Erscheinung von nur localer Bedeutung sei, sondern dass derselbe längs des ganzen südlichen Aussenrandes der Ostalpen in vollständig analoger Weise, bald als Kniefalten, bald als Faltenbrüche und Ueberschiebungen, bald als grossartige Ueberkippungen nachweisbar und nachgewiesen ist und dass dieser Bau dem Aussenrande der südlichen Kalkalpen in eben der Art ihr charakteristisches Gepräge gibt und dessen tektonisches Grundelement bildet, wie das bei der nördlichen Kalkzone in demselben Sinne von innen nach aussen, also in symmetrischer Weise gegenüber der Südzone der Fall ist. Man kennt diesen Bau der Kalkzone der Südalpen gegenwärtig für Bosnien und die Herzegovina (Jahrbuch der k. k. geolog. Reichs-Anst. 1880, pag. 435), durch Stache schon längst in Istrien und Dalmatien („Ueber die Eocänschichten in Innerkrain und Istrien",

---

mals, dass ich von der Ueberzeugung der Nothwendigkeit, die gesammte Umrandung des Adamello, insbesondere das Verhalten der krystallinischen Schiefer zum Tonalite genau zu kennen, bevor derartige Erklärungsversuche einen gewissen Werth beanspruchen können, vollständig durchdrungen bin und nur wegen der unverkennbaren Analogien, welche diese Störungslinie mit den innerhalb der mesozoischen Gebiete auftretenden zu haben scheint, nebenher diese Exkursion auf ein theilweise schon ausserhalb meines Bereiches liegen des Gebiet zu unternehmen gewagt habe.

Jahrbuch 1864, pag. 11; 1867, pag. 243), durch Stur im Isonzothale („Das Isonzothal von Flitsch abwärts bis Görz", Jahrbuch 1858, pag. 365), durch Taramelli in Friaul (Catalogo ragionato delle rocce del Friuli; 1877. Profile!), durch v. Mojsisovics und R. Hoernes im Bellunesischen (Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien, 1879, XIV und XV. Kapitel, pag. 409 und 449 ff.), durch de Zigno am Südrande der Sette Communi (Coup d'oeil sur les terrains stratifiés des alpes venitiennes, 1850), für dieselbe Gegend und für deren Fortsetzung in der Umgebung von Schio durch Pasini und Murchison (Murchison: Ueber die geologische Structur der Alpen, Apenninen und Karpathen, italienische Ausgabe, 1851, pag. 103—107), durch Suess im Val Sugana (Aequivalente des Rothliegenden, 1868, pag. 8), durch die in den letzten drei Jahren von Herrn M. Vacek und mir durchgeführten Aufnahmen im Hochveronesischen, in der Etschbucht und in Judicarien, sowie im Val Sabbia, endlich durch Gümbel's neueste Mittheilungen selbst noch in ausgezeichneter Weise bei Lecco am Comer-See (Geogn. Mittheilungen aus den Alpen, VII., 1880, pag. 568), also in der gesammten Erstreckung der Aussenzone der Südalpen.

Wie wenig man die ausserordentliche Verbreitung dieser Erscheinung bis vor Kurzem kannte, und daher deren Bedeutung und Wichtigkeit für die Beurtheilung der tektonischen Verhältnisse der Südalpen würdigen konnte, das geht wohl am besten aus dem Umstande hervor, dass Professor Suess in seiner Entstehung der Alpen 1875 pag. 90 diese Art von Faltenbildung bei Schio, im Val Sugana und in Istrien als Aufnahmsfälle von lediglich localer Entstehung betrachten zu können glaubte. Die seither gemachten Erfahrungen drängen aber zu der Vorstellung, dass diese für die Nordkalkalpen schon längst erkannte und in ihrer tektonischen Bedeutung gewürdigte charakteristische Faltenbildung in gleicher Weise auch die ganze Aussenzone der Südalpen beherrscht, dass die nördliche und südliche Kalkzone der Ostalpen daher in gleichem Sinne von der Centralaxe beeinflusst und der Bau der Alpen somit für diese Regionen in gewissem Sinne als ein symmetrischer zu betrachten sei.

Es möchte hier wohl der Ort sein, auch der von Prof. Lepsius gemachten tektonischen Erfunde und seiner diesbezüglichen Ansichten, soweit sie mein Aufnahmsgebiet berühren, zu gedenken. Leider enthält dieses Kapitel fast durchaus Unrichtiges.

Eine synclinale Mittellinie der Ablagerungen der Etschbucht, wie sie Lepsius pag. 321 annimmt, existirt für den südlichen Theil der Etschbucht nicht. Dass dem so sei, geht schon aus den kurz darauf folgenden eigenen Angaben von Lepsius hervor und aus der von ihm empfundenen Nöthigung, sogenannte „Muldenbrüche" anzunehmen, da sich nämlich an der präsumtiven Westseite seiner Mulde zumeist gar kein Einfallen der Schichten gegen die angenommene Muldenaxe zeigt. Die grossen heraufgestossenen Dolomit- und Quarzporphyrmassen erklären nach Lepsius pag. 323 diese Unregelmässigkeiten des Westflügels.

Die Fortsetzung der Lepsius'schen Idroseespalte von Roncone aus über Bondo, Tione und in die Toff- und Bomarol-Kette existirt ebenfalls nicht. Dagegen schneidet jene Spalte, wie gezeigt wurde,

gerade durch von Roncone gegen Verdesina im Rendena-Thale und Lepsius' Idrosee- und seine Rendena-Spalte fallen daher wieder zusammen in die altbekannte Judicarienbruchlinie. Durch die Gebirgsmassen, welche zwischen der Judicarien-Spalte und der angenommenen Etschmuldenaxe liegen, soll ein Längssattel parallel diesen beiden Tiefenlinien verlaufen, in der Gaverdinagruppe sollen Val Marza und Val di Concei Aufbruchsthäler sein, wie im Lanino-Plateau der Assat di Peor und Val Bondo. Westlich dieses Sattels liege die Hochmulde des Cadriakammes und des Mte. Lanino. Ueber die totale Unkenntniss des Baues der Gaverdina-Gruppe, die sich in diesen Angaben verräth, braucht kein Wort verloren zu werden. Es sei nur bemerkt, dass die genannten Thäler im Wesentlichen einfache Erosionsthäler sind, die in gar keinem tektonischen Zusammenhange untereinander stehen, ebensowenig wie die Synclinale des Lanino die Fortsetzung der Synclinale des Cadria bildet. Pag. 326 wird die Gaverdina-Gruppe gar ein Dolomitplateau genannt! „Denken wir uns," sagt der Autor hier, „die jüngeren Formationen der Gaverdina-Lanino-Gruppe über dem Hauptdolomite weggenommen, so würden wir in dem weiten Dolomitplateau nur eine geringe Bewegung wahrnehmen; vom Chiese-Thal fallen die Dolomite in der Regel nur 10—15° in OSO (!), an der Roccapagana 22° u. s. f." Glücklicherweise widerlegt sich auch hier Prof. Lepsius selbst, denn wenn er gleich darauf zur besseren Kennzeichnung des Plateau-Charakters der Gaverdina anführt, dass Val Marza und Val di Concei Sattelbrüche seien, dass der Hauptdolomit (?) des Mte. Pichea hoch über die umliegenden Liaskalke emporgestossen sei, so dass die Juraschichten des Mte. Tenera in NW. 40—45° einfallen, während im Süden an der Bocca di Tratt diese Schichten steil aufgerichtet sein sollen, wenn er ausserdem an zahlreichen anderen Stellen seines Werkes nicht müde wird, hervorzuheben, wie ausserordentlich verworfen und gestört die rhätischen Schichten im Bereiche der Gaverdinagruppe allenthalben seien, so beweist er damit wohl zur Genüge, dass das Gaverdinagebirge eher alles Andere als ein Plateau genannt zu werden verdient. Es sei bezüglich aller dieser Angaben auf den Vergleich der Lepsius'schen mit den hier beigegebenen Profilen durch das Gaverdinagebirge hingewiesen.

Was Prof. Lepsius pag. 328 damit gesagt haben will, dass die Centralmulde, die von Stenico herzieht, im engen Thale von Ballino bereits von den westlichen Dolomiten bedrängt und endlich über Tenno und Riva hinab in den Garda-See geworfen wird, ist schwer einzusehen. Näher der Wahrheit kommt weiterhin die Bemerkung, dass der östliche Flügel der Etschbucht viel regelmässiger gegen Westen falle, als der Westflügel gegen Osten; Lepsius schreibt das an dieser Stelle der stärkeren Auftreibung der alten Massen im Westen zu, während es kurz vorher (pag. 323) doch die grossen heraufgestossenen Dolomit- und Quarzporphyrmassen gethan haben sollten! Sehr einfach liegen nach Lepsius pag. 335 die tektonischen Verhältnisse im Val Sabbia und Val Trompia; der Porphyrit (oder Porphyr?) von Barghe spielt hier die Rolle eines Hebungscentrums, von dem die Formationen allseitig mantelförmig abfallen und nur im oberen Val Trompia am Muffetto-Abbruche synclinal kurz aufgebogen sind. Noch

weiter im Westen in den lombardischen Alpen sei (pag. 335) der Bau völlig einfach, aussen gegen die Po-Ebene hängen die jüngsten Formationen, nördlich folgen die im Süden von der Trias abgeworfenen Jurakalke, dann successive nach Innen die älteren Schichten, ganz im Innern der Kalkzone die untere Trias, abgleitend im Süden von den krystallinischen Schiefern des Val Tellina. Diese Mittheilung dient offenbar als Vorbereitung zu folgender Stelle (pag. 336): „Die Formationen sind in den lombardischen Alpen also untereinander von Süden nach Norden vorgeschoben; der in der Zeit vor der Gebirgserhebung zu unterst liegende Buntsandstein wurde unter den concordant überlagernden jüngeren Stufen am Weitesten nach Norden heraufgeschoben, die jüngsten Schichten, welche zu oberst lagen, Tertiär und Kreide, blieben am weitesten südlich liegen am Rande der Po-Ebene.“ Lepsius begnügt sich also nicht damit, die Massen als Ganzes zu schieben, sondern er schiebt die einzelnen Formationen und Formations-Abtheilungen (wie Blätter eines Kartenspiels etwa) untereinander von Süden nach Norden, und schräge von unten nach oben! Auf Grund dieses einmal angenommenen, schrägen, einseitigen Schubes von Süd nach Nord kommt Lepsius sofort zur Folgerung, dass der Glimmerschiefer des Mte. Dasdana dereinst unter der Kreide und den übrigen Formationen beiläufig in der Gegend von Brescia gelegen sein musste und unter diesem an derselben Stelle folgerichtig der Tonalit des Adamello, eine gewiss so erstaunliche Entdeckung, dass sie sich ohne Weiteres den grössten Errungenschaften der alpinen Geologie würdig anreihen müsste, wenn nur die von Lepsius pag. 336 dafür vorgebrachten Gründe ein wenig einleuchtender wären. Wenn sich nun Herr Prof. Lepsius vorzugsweise gerade auf die Lagerung im Val Sabbia beruft, wo die Schichten nicht in Süden vom Urgebirge weg, sondern nach Norden gegen dieses einfallen, und meint, dass diese Lagerung nur dadurch entstehen könne, dass durch ein Vorrücken der Hebungspunkte in nördlicher Richtung mehr Raum an der Oberfläche geschaffen wird, als für die emporgehobenen und vorhandenen Formationen nöthig ist, so geht aus diesem Hinweise leider zunächst nicht die Richtigkeit der von ihm vertretenen Anschauung hervor, sondern vielmehr in erster Linie der fatale Umstand, dass ihm die einfachsten Elemente der tektonischen Gestaltung in der mesozoischen Aussenzone der Südalpen, die liegenden Falten und deren Entwicklungsstadien, vollkommen unbekannt geblieben sind, und dass er sich demnach recht überflüssigerweise in Speculationen gestürzt hat, denen eine reelle Grundlage ganz und gar fehlt. Auf die weiterfolgenden Hypothesen von Lepsius des Näheren einzugehen, ist schon deshalb unnöthig; auch dürfte die mangelhafte Kenntniss eines Theiles von Südtirol schwerlich ein geeigneter Boden sein, um darauf Meinungen über die Entstehung der Gesammtalpen aufzubauen. Auf die im Voranstehenden dem Werke von Lepsius entnommenen tektonischen Einzelheiten und die von Prof. Lepsius daran geknüpften Folgerungen einzugehen, war aber deshalb geboten, weil dieselben zum grössten Theile auf das von mir ebenfalls begangene Gebiet sich beziehen. Man wird zugestehen, dass Herr Prof. Lepsius es verstanden hat, auf recht bescheidenen positiven Grundlagen grossartige allgemeine Hypothesen zu gründen. Die

Hauptstärke der von ihm angewandten Methode besteht aber entschieden darin, dass er an passender Stelle den einseitigen Gebirgsschub eingreifen liess, mit dessen Zuhilfenahme es ihm selbstverständlich ein Leichtes war, die Alpen aufzurichten, ohne dass er sich bei so nebensächlichen und untergeordneten Dingen, wie die Art der Faltenbildung in den sedimentären Massen u. dgl. ist, aufzuhalten brauchte.

Allerdings weiss man bis jetzt recht wenig über die Art und Weise, in welcher sich die Wirkung des einseitigen Gebirgsschubes aus Süden her an der Südseite der Alpen äussert und documentirt. Es wäre daher gewiss ein äusserst dankenswerthes Unternehmen gewesen, wenn Herr Prof. Lepsius, nachdem er schon so glücklich war, das Eingreifen des von Süden her wirkenden Schubes in den Südalpen zu entdecken, auch etwas zahlreichere Beobachtungen über die Art, in welcher derselbe in den Gebirgsfaltungen sich verräth, anzustellen und dieselben in seinem umfangreichen Werke weiteren fachmännischen Kreisen mitzutheilen sich bewogen gefunden hätte. Es bleibt jedenfalls zu bedauern, dass er das unterlassen hat, vielleicht wäre dadurch gleichzeitig das etwas unvermittelte Auftreten dieses einseitigen Schubes auf pag. 336 seines Werkes allgemein verständlicher geworden.

So wie die Sachen jetzt liegen, kann man leider nur sagen, dass die im tektonischen Theile des Lepsius'schen Werkes mitgetheilten Beobachtungen und Anschauungen, soweit dieselben mein Aufnahmsgebiet berühren, grösstentheils unrichtig sind, sowie dass selbst die aus diesen unrichtigen Prämissen gezogenen Schlussfolgerungen daraus ganz und gar nicht hervorgehen — von ihrer Richtigkeit oder Unrichtigkeit an sich wieder abgesehen. Aber wollte man sogar die von Lepsius aus unrichtigen Prämissen gezogenen unlogischen Consequenzen gelten lassen, d. h. wollte man zugeben, die tektonischen Verhältnisse der Südalpen liessen sich wirklich dahin deuten, dass die Alpen durch einen südnördlich wirkenden einseitigen Schub aufgerichtet worden seien, so müsste man consequenterweise auf Grundlage der thatsächlich vollkommen analogen, höchstens graduell verschiedenen tektonischen Verhältnisse der Kalkzone der Nordalpen ebenso den Schluss gelten lassen, dass die Alpen durch einen nordsüdlich wirkenden einseitigen Schub entstanden seien. Und umgekehrt würde die etwa aus den tektonischen Verhältnissen der Nordalpen gezogene Schlussfolgerung, dass die Alpen durch einseitigen Schub aus Süden her entstanden, zu der ebenso berechtigten, weil auf die analogen tektonischen Verhältnisse der Südalpen basirten Schlusse nöthigen, dass die Alpen durch einseitigen Schub aus Norden entstanden seien. Man kommt also in jedem Falle ganz von selbst auf die alte Symmetrie zurück und hat nur, je nach Umständen, einmal Druck und ein anderesmal Gegendruck gesetzt, und bald den einen, bald den anderen dieser beiden unzertrennlich verbundenen Factoren als für sich allein auftretendes Agens bei der Gebirgsbildung angenommen.

Studien über die Gattung Saurocephalus Harlan.

Ein Beitrag zur Neocom-Fischfauna der Insel Lesina

Von Dr. **Dragutin Kramberger.**

Wie bekannt, waren es die gestreiften Zähne, welche aus der Kreide von New-Jersey stammen, die R. Harlan bewogen, dieselben als Saurierreste zu beschreiben (*Saurocephalus lanciformis Harl.* [1]). Schon Agassiz erkannte dieselben als Fischreste und betrachtete die Gattung *Saurocephalus* als ein der Fam. *Sphyraenoidei* angehöriges Genus, indem die Mikrostructur und die Gestalt der Zähne dieser fraglichen Gattung mit jenen der genannten Familie analog sein sollte [2]). Auch Kner [3]) hat zwei aus Comen bei Görz herrührende Reste beschrieben, wovon der eine ein Kopffragment mit ziemlich gut erhaltenen Kieferknochen und einigen gestreiften Zähnen daran, sowie das Operculum sehr deutlich erkennen lässt, und dann einen anderen mit beinahe vollständig erhaltener Wirbelsäule und Schwanzflosse, jedoch aber sind die übrigen Flossen, inwiefern sie überhaupt noch vorhanden sind, aus ihrer ursprünglichen Lage gerückt. Diese Reste benannte Kner *Saurocephalus* (?) *lycodon*. Hinsichtlich der systematischen Stellung dieser Gattung aber theilt Kner nicht die früher ausgesprochene Ansicht Agassiz's, indem der steil ansteigende Kopf kaum an einen *Sphyraenoiden* mahnt; er meint vielmehr, dass die natürliche Stellung dieser Gattung vielleicht unter den *Halecoiden* zu suchen wäre. Zur Gattung *Saurocephalus* zieht Kner (nur fraglich) auch einen aus Lesina herstammenden Ueberrest, welchen Heckel bereits für einen *Enchodus* hielt, indem die Zähne desselben glatt und ungestreift sein sollten. Kner fand jedoch, dass die anderweitige Uebereinstimmung dieses Lesinaer Fundstückes mit den vorher geschilderten aus Comen herrührenden eine derartige ist, dass man sie wohl nicht zu trennen vermag.

In der geologischen Sammlung Agrams befinden sich zwei von der Insel Lesina herrührende Platten mit sehr gut erhaltenen Skeletten,

---

[1]) Journal of the Acad. of. Nat. Sc of. Philad. Vol. III., pag. 331.

[2]) Les poissons fossiles. Tom. V., pag. 101.

[3]) Neuer Beitrag zur Kenntniss der fos. Fische von Comen bei Görz Im LVI. Bd. d. Sitzb. d. k k. Ac. d. W., I. Abth, Wien 1867., pag. 174—180.

die in vieler Hinsicht eine Identificirung mit dem Kner'schen *Saurocephalus (?) lycodon*, der auf der Taf. III (l. cit.) abgebildet ist, zulassen. Ich will nur der sonderbaren säbelförmig gekrümmten breiten Knochenplatten Erwähnung thun, welche genannter Forscher unmittelbar hinter dem sechsten Caudalwirbel beobachtete, und welche schon für sich allein, indem derartige zu Platten ausgebildete Dornfortsätze (?) bei keinem lebenden, noch fossilen Fische bisher beobachtet worden sind (Kner), genügen würden, um unsere zwei Lesinaer Fundstücke mit den Comener als einer und derselben Gattung angehörig zu betrachten. Ausserdem sind es noch der Bau der Wirbel, die Gestalt der Schwanzflosse und theilweise noch einige Schädelknochen, die mit der vorhin erwähnten Eigenthümlichkeit kaum einen Zweifel zulassen über die Zusammnngehörigkeit dieser Ueberreste.

Wir wissen, dass Kner diese kurz besprochenen Ueberreste nur fraglich als zur Gattung *Saurocephalus* angehörig betrachtete und dass Heckel ein aus Lesina herrührendes Fundstück aus schon genannten Gründen als *Enchodus* bezeichnete. Ziehen wir nun in Erwägung, dass nur jenes auf der Taf. III (l. cit.) von Kner abgebildete Fundstück mit jenen zweien des Agramer Museums verglichen werden können, aus Gründen, die ich ebenfalls schon angab, und dass ferner jener breite, lange und gestreifte Gelenktheil, der sich an das zahntragende Stück des Unterkiefers anlegt, nicht der Gattung *Saurocephalus* angehört, wie dies Kner irrthümlicherweise angibt gelegentlich der Vergleichung mit *Saurocephalus* (pag. 175), sondern der Gattung *Enchodus*, und wenn wir endlich hervorheben, dass der Unterkiefer unserer zwei Fundstücke ebenso regelmäsig granulirt, resp. gekörnt ist, wie dies beispielsweise bei Agassiz (Vol. V., Tab. 25 *c*, Fig. 3) für *Enchodus halocion Ag.* recht gut veranschaulicht wird und dass auch die von Kner als *Saurocephalus (?) lycodon* bezeichneten Fundstücke gestreifte Unterkiefer und Deckelstücke vorweisen: so sehen wir, dass wohl einige gewichtige Gründe vorhanden sind, welche an die Gattung *Enchodus* erinnern.

Wenn wir nun vor Allem die Zähne unserer zwei Lesinaer Fundstücke vergleichen mit jenen, die bei Agassiz abgebildet sind (Vol. V., Tab. 25 *c*, Fig. 17—29) und welche theils dem *Saurocephalus lanciformis Harlan*, theils dem *Sauroceph. striatus Ag.* angehören, so sehen wir, dass die Zähne der ersteren Exemplare nicht nur bezüglich ihrer Gestalt, sondern auch bezüglich ihrer Beschaffenheit merklich von diesen abweichen. Während die Zähne der *Saurocephalus*-Arten gleichmässig gestreift sind, zeigen die Zähne unserer Exemplare eine der Längsaxe derselben parallel verlaufende deutliche Furche und an einigen ist auch eine sehr zarte Streifung (aber nur mit Hilfe der Loupe) wahrnehmbar. Ausserdem sind die Zähne dieser bis zur Spitze hohl, was für die Zähne von *Saurocephalus* nirgends erwähnt wird. Es könnte wohl der Einwand erhoben werden, dass diese Längsfurchen der Zähne eine secundäre — vielleicht von einem verticalen Drucke herrührende Erscheinung sei, welche noch durch den Umstand, dass die Zähne hohl sind, bedingt wäre. Dieser Einwand, wiewohl in vielen Fällen berechtigt, dürfte hier kaum stichhaltig sein, da diese Furche überall gleichmässig auftritt und selbst an Stellen,

wo die Zähne durch Hervorragungen anderer Knochentheile von einer directen Einwirkung des Druckes geschützt waren, deutlich wahrzunehmen ist.

Das Vorhandensein von hohlen mit einer Längsfurche versehenen Zähnen, dann der regelmässig granulirte, resp. gekörnte Unterkiefer, welcher so sehr an *Enchodus halocyon Ag.* mahnt, wie ich dies schon hervorgehoben habe, macht es zur Nothwendigkeit, unsere zwei Fundstücke von der Gattung *Saurocephalus* zu trennen. Die Einreihung derselben in die Gattung *Enchodus* wäre auch keine natürliche, indem von dieser Gattung Schuppen bekannt sind, wie solche, wie wir dies alsbald sehen werden, unseren Exemplaren nicht zukommen, und ausserdem sind die Zähne, obwohl äusserlich diesen ähnlich, jedoch wird keiner deutlichen Längsfurche bei den *Enchodus* erwähnt. Aus genannten Gründen und dem Umstande, dass es wohl gewagt wäre, vollständige Reste in Gattungen einzureihen, welche blos auf Grund einiger Zähne oder anderer Fragmente gegründet wurden und mit welchen noch jene überdies differiren, schlage ich vor, für diese zwei Lesinaer Fundstücke, dann jenen von Comen, welchen Kner auf Taf. III abgebildet hat, und endlich für jenen, welche derselbe Forscher nur beschrieben hat, und ihn ebenso wie den vorangehenden als *Saurocephalus* (?) *lycodon* (l. cit. pag. 178—180) bezeichnet hat, eine neue Gattung aufzustellen, für welche ich den Namen *Solenodon* vorschlage.

Gen. *Solenoden. Kramb.*

σωλήν = Rinne; ὀδούς = Zahn.

Der Körper ist mit einer anscheinend schuppenlosen Haut bekleidet, welche ganz mit mehr oder weniger gebogenen oder geraden linienartigen Streifen, respective Verdickungen bedeckt ist. Diese Verdickungen, welche hinsichtlich ihrer Beschaffenheit von der Körpergegend abhängen, sind beispielsweise stärker und länger an den Seiten und am Rücken, wo sie sich gegenseitig berühren. Ihre nach rückwärts gekehrte Seite ist deutlich fein gesägt. Die kürzeren Verdickungen bedecken jenen Theil der Haut, welcher den Bauch bekleidet; diese sind beinahe glatt und berühren sich nicht. Diese Verdickungen rühren offenbar von nicht isolirbaren Schuppen her, wie solche bei manchen Fischen anzutreffen sind, wodurch sie häufig das Aussehen erhalten, als wären sie nackt.

Der Kopf ist ziemlich lang und nicht gerade hoch zu nennen (seine Höhe ist ca. $1^2/_3$ mal in seiner Länge enthalten). Die lange, etwas schräg nach unten gerichtete Mundspalte trägt an ihren Kieferknochen hohle, zugespitzte, mit einer deutlichen Längsfurche versehene Zähne, welche noch ausserdem mit Hilfe einer Loupe feine Streifen wahrnehmen lassen, welche sowie die erwähnte Furche parallel mit der Längsachse des Zahnes verlaufen. Was die Anordnung der Zähne anlangt, so wäre zu bemerken, dass dieselben in mehreren Reihen (3—4) vorhanden sind und dass die Zähne der einzelnen Reihen ungleich gross sind. Zweifelsohne sind es die Zähne einer inneren Reihe, welche die der übrigen an Grösse übertreffen. Für diese Annahme spricht der

Umstand, dass bei einem unserer zwei Exemplare, welches am Rücken liegt, die granulirte, respective gekörnte — also die äussere — Seite des Unterkiefers dem Gesteine anliegt, während die innere Seite deutlich zu Tage trit und eine Reihe von Zähnen trägt, welche an Grösse und Stärke jene der hinteren, respective vorderen Reihen übertreffen. Beim zweiten Exemplare ist der Mund geschlossen und in der durch die Concavität des Unterkiefers verursachten Spalte befinden sich die kleinen Zähne der vorderen Reihe.

Der zahntragende Theil des Unterkiefers ist concav; sein vorderes Ende ist aufgebogen, weshalb die Zähne selbst bei geschlossenem Munde sichtbar waren. Die Oberfläche dieses Knochens ist der Länge nach regelmässig gekörnt.

Ein morphologisch nur als Oberkiefer zu deutender Knochen, welcher jedoch von seiner ursprünglichen Lage herabgerückt ist, ist am unteren Rande seines hinteren Theiles gesägt (man gewahrt 15 bis 16 Zähne). Der Zwischenkiefer ist gerade und etwas breiter als der ihm anliegende Theil des Oberkiefers, welcher sich sehr rasch gegen die Schnauzenspitze hin verschmälert.

Das Operculum stellt ein beinahe gleichwinkeliges Dreieck vor, dessen Oberfläche mit fein punktirten, radiär vom Gelenktheile derselben ausgehenden Linien versehen ist, die jedoch weniger auffallend sind als jene des Unterkiefers. Von anderen Deckelstücken ist nichts mehr wahrzunehmen. Die Scheitelbeine sind versehen mit nach rückwärts divergirenden schmalen Knochenleisten. Die hinter diesen gelegenen Kopfknochen waren chagrinartig gekörnt.

An einem der beiden Exemplare sind noch die Zungenbeine mit ihren 16 verhältnissmässig dünnen und mässig langen *Os radii branchiostegi* erhalten.

Die ziemlich starke Wirbelsäule lässt 38 Wirbel erkennen, wovon 18 dem caudalen und die übrigen dem abdominalen Körperabschnitte angehören. Die einzelnen Wirbel sind an ihrer oberen und unteren Seite mit einer ziemlich dicken concaven Querleiste eingesäumt, die sich in der Mitte vereinigen, wodurch zu beiden Seiten der Wirbelgelenke dreieckige Vertiefungen entstehen. Die Apophysen entspringen etwas vor der Mitte des Wirbels und sind ziemlich stark nach rückwärts gebogen.

Die Rippen sind nicht einfach, sondern stellen sogenannte Doppelrippen vor, wie solche bei *Chirocentrites* und *Spalthodactylus* beispielsweise anzutreffen sind. Es wäre aber hervorzuheben, dass bei unseren Fundstücken die Doppelrippen nicht schon gleich vom Wirbelkörper aus als solche abgehen, sondern sich jede einzelne Rippe erst, nachdem sie eine kurze Strecke einfach geblieben ist, gabelt.

Vom grössten Interesse sind wohl unzweifelhaft die schon von Kner beobachteten, ober dem 6. Caudalwirbel beginnenden Lamellen, welche dieser Forscher für zu Platten ausgebildete Dornfortsätze hielt. Auch an beiden mir vorliegenden Fundstücken sind diese Lamellen noch recht gut erhalten. Dieselben beginnen ober und unter dem

6. Caudalwirbel und ziehen sich bis nahe an die Schwanzflosse hin. Dass aber diese Platten nicht umgebildete Dornfortsätze sind, wird aus Folgendem ersichtlich sein:

a) Der Umstand, dass die eigentlichen Dornfortsätze (es kommen hier natürlich nur die den Lamellen gegenüberstehenden Apophysen in Anbetracht) der Wirbelsäule beinahe anliegen und von ihrer Basis an gegen ihr Ende hin immer dünner werden, spricht keineswegs für eine directe Fortsetzung dieser Apophysen in Platten.

b) Indem die Dornfortsätze der hintersten 6—8 Wirbel der Wirbelsäule fast anliegen und die übrigen nicht nur bedeutend zur Wirbelsäule geneigt, sondern noch zum Theil zurückgebogen sind, lässt mit Sicherheit annehmen: dass der Fisch schlank und insbesondere aber der Schwanzstiel sehr dünn war und dass folglich diese Lamellen schwerlich unter der Körperhülle Raum gehabt hätten, sondern vielmehr aus dieser hervorragten oder wenigstens äusserlich auflagen, was indessen recht gut an einem dieser Fundstücke zu sehen ist.

c) Diese Platten sind an ihrer Oberfläche granulirt.

Dieser Umstand spricht schon allein für sich entschieden gegen die Annahme, als wären diese Platten integrirende Theile des inneren Skeletes. Sie sind wohl nur als äussere Gebilde — als locale Verknöcherungen und zu Hornplatten umgebildete Theile der Oberhaut — aufzufassen. Zu dieser Deutung veranlassten mich einige Hornplatten, welche sich unter der Wirbelsäule vorfinden und welche ihrer Form nach sehr ähnlich sehen den gekielten Schuppen der Seitenlinie, wie solche beispielsweise bei den *Caranx* vorkommen. Diese Hornplatten, oder wie wir sie jetzt nennen wollen — Schilder — sind nämlich vorne breit, nach hinten rasch zungenartig verschmälert und liegen der Körperhülle an, mit welcher sie sogar höchst wahrscheinlich im directen Zusammenhange stehen. Ich konnte wenigstens keine Abgrenzung dieser Schilder nach vorne hin bemerken. Durch die Mitte eines jeden Schildes verlauft der Länge nach eine schmale Rinne. Dieser mittlere Theil ist verdickt und bei den hinteren Schildern auch oft granulirt. Gegen den rechten, sowie linken Rand der Schilder hin nimmt die Dicke jedoch allmälig ab, und zwar so, dass man die Contouren derselben (seitlich und nach vorne hin) gar nicht mehr wahrnehmen kann, weshalb die oben ausgedrückte Meinung, dass die Schilder wohl mit der Körperhülle direct zusammenhängen, an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Schon knapp hinter der Anale gewahrt man einen etwas verdickten Streifen, an dem anfänglich keine Schildchen noch zu erkennen sind und erst nachdem sich dieser Streifen verdickt und ausbreitet, entstehen die geschilderten Hornschilder, die sich bis ganz nahe zur Caudale hinziehen und sich dachziegelartig übergreifen.

Ueber den Bau der Schilder an der oberen Seite der Wirbelsäule kann nichts bestimmtes angegeben werden, da man sie ebensogut für einfache, breite, hohe, säbelförmige, nach hinten gekrümmte Knochenplatten (wie sie als solche von Kner beschrieben wurden [l. cit. pag. 177]) halten kann, wie auch annehmen, dass sie ihrer Länge nach durch die Mitte gefaltet und ihr Basalttheil mehr oder weniger

horizontal ausgebreitet war und mit der Körperhülle im Zusammenhange stand. Jedenfalls muss hervorgehoben werden, dass sie zum Gegentheil der vorigen Schilder, die der Körperhülle anliegen, schräge nach rückwärts aufgerichtet sind. Der grösste dieser Schilder scheint der erste zu sein, die ihm folgenden drei nehmen an Grösse allmälig ab.

Was nun die Flossen anlangt, so hat es Kner ganz richtig vermuthet, dass die zwei schon oft citirten Reste, welche von unseren zwei vorliegenden generisch gar nicht zu trennen sind, Weichflosser sind.

Die Dorsale liegt gleich hinter dem ersten Drittel des Körpers (die Caudale mit eingerechnet) und besteht aus lauter getheilten, an der Basis gegabelten Strahlen, welche aussehen, als wären sie aus zwei seitlich (mit ihrer breiteren Fläche) aneinander gefügten Hälften gebildet, wovon der untere, d. h. der Basaltheil einer jeden Strahlenhälfte seitlich gebogen ist. Das flache Ende eines jeden Strahles ist zerschlissen. Nur der erste Strahl dieser Flosse ist bis gegen das Ende des zweiten Drittels seiner Länge (und zwar seine vordere Fläche) gekörnt. Die Träger der Strahlen sind im Verhältnisse zur Stärke dieser sehr zart zu nennen. Strahlenzahl = 13.

Die sehr gut erhaltene Pectorale liegt unter dem hinteren Rande des Operculums. Der erste oder längste Strahl davon gleicht der Länge von 4 mittleren Wirbeln, der letztere ist dagegen über die Hälfte kürzer als dieser. Der Bau der einzelnen Strahlen dieser Flosse ist sehr interessant. Jeder Strahl nämlich besteht anscheinend aus zwei Theilen. Einer davon bildet einen ungetheilten, ungegliederten, gegen sein Ende hin immer schmäler werdenden Strahl, der andere Theil übergeht in einen schmalen, an seinem linken Rande etwas granulirten Lappen, der sich am ganzen hinteren Rande des ersten Theiles hinzieht und an Länge denselben übertrifft. Doch muss bemerkt werden, dass diese Theile keineswegs gesondert sind, sondern ein zusammenhängendes Ganze bilden, und nur als eine Differenzirung des Strahles aufzufassen ist, durch welche jedenfalls die Function der Bewegung gefördert wurde.

Einen ebensolchen Bau lässt die Ventrale erkennen. Sie steht unter dem letzten Drittel der Dorsale und zählt 10 Strahlen, welche sich noch auf die schlanken Beckenknochen stützen.

Die Anale beginnt beiläufig etwas hinter dem letzten Drittel der Gesammtlänge. Ihre Strahlen sind kurz und etwa 8—10 an der Zahl vorhanden.

Die gleichlappige, tief ausgerandete Caudale besteht aus ziemlich breiten gegliederten Hauptstrahlen, die an ihrem Ende vielfach zerschlitzt sind und welche concentrisch hinter dem Ende des letzten Wirbels ausgehen und zum grössten Theile von den kräftigen Apophysen des letzten, sowie auch theilweise von den Fortsätzen der zwei ihm vorangehenden Wirbel unterstützt werden.

Die Diagnose der Gattung *Solenodon* lässt sich kurz folgendermassen formuliren:

Körper schlank. Grösste Leibeshöhe 5—6mal, Kopfüber 4mal in der Gesammtlänge. Mundspalte lang. Zwischenkiefer ziemlich lang, an der zahntragenden Seite gerade. Oberkiefer lang; der untere Rand seines hinteren Theiles gezähnt und die Oberfläche theilweise gekörnt. Unterkiefer concav, vorne aufgebogen und der Länge nach mit punktirten (gekörnten) Linien bedeckt. Zähne schlank, hohl, etwas gebogen, und mit einer deutlichen Längsfurche versehen; in 3 oder 4 Reihen, davon diejenigen der inneren Reihe die grössten. *Frontalia* mit nach hinten divergirenden Leisten versehen. *Operculum* dreiseitig mit radienartig verlaufenden, fein punktirten Linien bedeckt. Wirbel 38 (20 + 18) Doppelrippen. — *D.* 13; *A. c.* 10; *P.* 8; *V.* 10; *C.* 4—5; *I* 16—20 4—5.

Körper mit unisolirbaren Schuppen bekleidet, die sich als zahlreiche gesägte Streifen, resp. Verdickungen erkennen lassen. Ober und unter dem 6. Caudalwirbel Hornschilder, die unteren der Körperhülle anliegend, die oberen schräge nach rückwärts aufgerichtet.

Von den drei von Kner als *Saurocephalus* (?) *lycodon* beschriebenen Ueberreste halte ich die generische Stellung des einen auf der Tafel II. (l. cit.) abgebildeten für jetzt für die zutreffendste, jedoch müssen die beiden anderen , die ich schon vielfach besprochen habe, unbedingt von dieser Gattung getrennt werden und aus bekannten Gründen in die Gattung *Solenodon m.* gestellt werden. Ich benenne sie

Solenodon neocomiensis Kramb. (Comen, Lesina)

(= *Saurocephalus* (?) *lycodon Kner.* Sitzungsber. d. m. nat. Cl. d. Ak. d. W. LVI. Bd, 1. Abth., pag. 176—180).

Die beiden Fundstücke des Agramer Museums unterscheiden sich von *Sol. neocomiensis m.* durch das Fehlen der zwei grossen dreieckigen Platten, die zur Stütze der Caudale dienen, und dem regelmässig gekörnten Unterkiefer, sowie Operculum. Es sind dies:

1. *Solenodon lobopterygius Kramb.* (Lesina).

long. 21 Cm.; lat. 3·5 Cm.; Kopf c. 5·0 Cm.

Die Hornschilder lassen keine deutliche Granulation wahrnehmen. Körperhülle äusserst dünn. Keine Platten zur Stütze der Caudale.

2. *Solenodon lesinaensis Kramb.* (Lesina).

long. 28 Cm.; Kopf c. 6·5 Cm.

Unterscheidet sich von voriger Art durch die starke Körperhülle und die deutlich granulirten Hornschilder.

Eine eingehendere Beschreibung dieser zwei Arten werde ich in einer Arbeit über neue Fische der Insel Lesina durchführen.

Einiges über die systematische Stellung der Gattung *Solenodon m.*

Bei der Schilderung der Gattung *Saurocephalus* haben wir bereits kennen gelernt die Ansichten über die systematische Stellung derselben. Harlan betrachtete die gestreiften Zähne als Reste eines Sauriers, Agassiz erkannte dieselben als Fischzähne und stellte genannte Gattung zu den Sphyraenoideen. Kner hegte Zweifel über diese Ansicht und meint bei der Beschreibung des Kopffragmentes Taf. II (l. cit.), dass diese Gattung wohl nur unter den Halecoiden ihre natürliche Stellung fände. Dann gelegentlich der Beschreibung jenes auf Taf. III abgebildeten Fundstückes, welches ich in die Gattung *Solenodon* einreihe, wähnt er auf Grund mancher Eigenthümlichkeiten im vorliegenden Fische den Vertreter einer noch nicht genügend bekannten und wahrscheinlich nicht mehr lebenden Gattung aus der grossen Clupeiden-Gruppe (oder Unterordnung zu vermuthen, pag. 177). Auf derselben Seite hebt er noch die Möglichkeit hervor, dass man diesen Fisch auch bezüglich der Beschaffenheit der Wirbel und Rippen, die einzige strahlige, ohne Zweifel der Ventrale gegenüber sich befindlichen Dorsale, die gablig getheilte Caudale und die Spuren zahlreicher Kiemenstrahlen, den Elopiden zuweisen könnte; bespricht dann indessen auch gewichtige Gründe, die gegen diese Stellung sprechen, was noch durch die von mir gegebene Beschreibung noch klarer zu ersehen ist. Der Umstand, dass die nach Kner als zu Platten umgebildeten Dornfortsätze der Wirbel — Hornschilder sind, würde wohl für *Elops* sprechen, indem solche, wie dies Kner (pag. 178) sagt, bei diesen vor der Caudale sich mitunter vorfinden. Der Umstand aber, dass diese Schilder bei genannter Gattung auch häufig fehlen, spricht schon zur Genüge dafür, dass man ihnen in systematischer Hinsicht nur einen secundären Werth beilegen darf.

Wir finden in der Literatur bereits die Gattung *Saurocephalus* als ein der Familie *Scopeloidei* angehöriges Genus verzeichnet. — Nachdem wir nun im Laufe der Beschreibung der Gattung *Solenodon* schon hervorgehoben haben, ihre nahe Verwandtschaft mit den Gattungen *Saurocephalus* und *Enchodus*, so wollen wir nur noch auf Grund der gesammelten Beobachtungen prüfen, ob die Stellung dieser Gattungen in der genannten Familie richtig sei. Falls wir die Diagnose der Gattung *Solenodon* mit denen einiger lebenden Gattungen (*Saurus*, *Saurida*) der Familie *Scopeloidei* vergleichen, so werden wir alsbald erkennen, dass diese Stellung die zutreffendste ist. Ich will daher kurz anführen die Charaktere, welche zu Gunsten dieser Annahme sprechen. Vor Allem wäre der Anordnung der Zähne zu gedenken. Wir wissen bereits, dass unser *Solenodon* mehrere Zahnreihen in den Kiefern trägt und dass die Zähne der inneren Reihe jene der äusseren an Grösse übertreffen. Eine derartige Bezahnung zeigen auch die beiden citirten lebenden Gattungen. Natürlich würde man Abweichungen im Baue der Zähne constatiren, falls man einen Zahn von *Solenodon* mit einem von *Saurus* oder *Saurida* vergleichen würde. Ziehen wir aber in Anbetracht die grosse Kluft bezüglich des Alters, welche diese

Gattungen trennt, so können wir überhaupt auch kaum eine viel grössere Analogie erwarten als die besprochene. Fügen wir nun noch hinzu, dass die Zähne der beiden *Saurocephalus*-Arten (Agassiz Vol. V, Tab. 25*c*) den Abbildungen nach auch abgeplattet sind, so sehen wir darin wieder eine Uebereinstimmung mit den Zähnen der zwei lebenden Gattungen. Es scheinen auch die Zähne von *Solenodon* diese Eigenthümlichkeit zu theilen, jedoch kann ich darüber leider nichts Sicheres angeben, weil mir selbst bei der grössten Vorsicht, die ich gebrauchte, um einen Zahn zu isoliren, es nicht gelingen wollte, zu einem halbwegs befriedigenden Resultate zu kommen.

Mit den angeführten lebenden Gattungen hat *Solenodon* auch am Scheitel die divergirenden Knochenleisten gemein (*Saurus*). Ausserdem ist die Anzahl der Kiemenbögen (16), sowie auch die Anzahl der Flossenstrahlen eine annähernd gleiche.

Die Art der Körperbedeckung, dann das Vorhandensein von Hornschildern, welche den bekannten lebenden Gattungen der Familie *Scopeloidei* nicht eigen sind, und noch einige andere Merkmale machen es räthlich, für die Gattung *Solenodon*, dann die Genera *Enchodus*, *Saurocephalus*, *Saurodon*, *Sphyraenodus* und *Hypsodon* eine Unterfamilie aufzustellen. Natürlich würde die Stellung einiger dieser Gattungen in gesagter Subfamilie mit der Zeit sich vielleicht als unnatürlich herausstellen, indem der grösste Theil davon bisher zu wenig bekannt ist; spätere vollständigere Funde indessen werden gewiss nicht ermangeln, auf ein wiederholtes Studium dieser fraglichen Genera anzuspornen, wodurch die hier durchgeführte provisorische Eintheilung zum Theil auch geändert werden wird.

Fam. Scopeloidei.

Subfam. *Saurodontiae:*

A. Zähne gestreift:

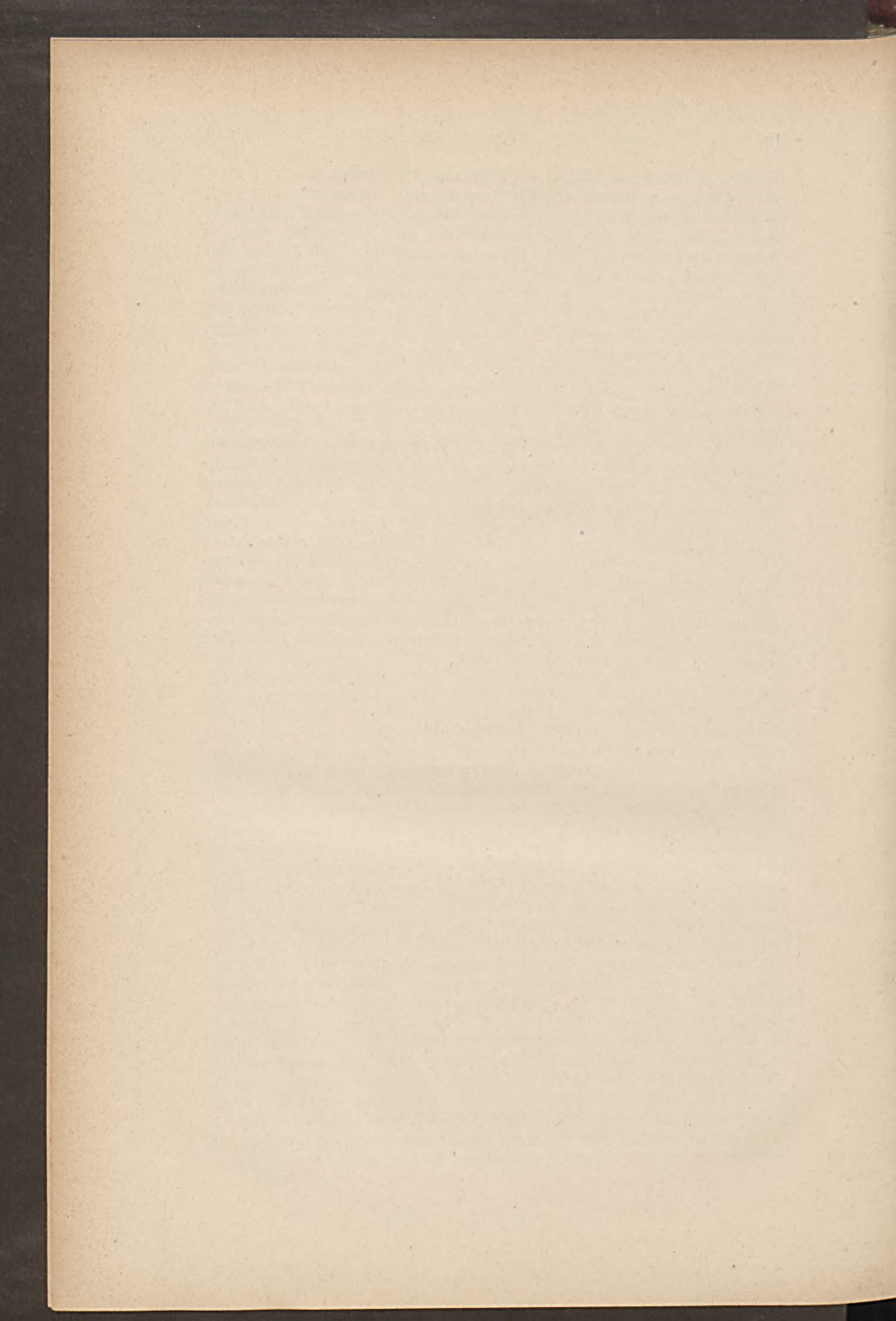
Gen. *Saurocephalus*,
" *Saurodon*,
" *Sphyraenodus*,
" *Hypsodon*.

B. Zähne mit einer Längsfurche:

Gen. *Solenodon*.

C. Zähne glatt:

Gen. *Enchodus*.



Ueber die Fauna des rothen Kellowaykalkes der penninischen Klippe Babierzówka bei Neumarkt in West-Galizien.

Von Dr. V. Uhlig.

Mit Tafel VII, VIII, IX.

Im 28. Bande dieses Jahrbuches (S. 641) wurde von mir in einer „Beiträge zur Kenntniss der Juraformation in den karpathischen Klippen" betitelten Arbeit unter anderem die Fauna eines rothen Kalksteines von der Klippe Babierzówka beschrieben, welcher auf Grundlage der vorhandenen Thierreste mit einigem Zweifel dem Callovien zugestellt wurde. Seither sind durch die Bemühungen des Herrn L. Kamieński in Neumarkt der k. k. geologischen Reichsanstalt neuerliche Fossilsendungen aus diesem Lager zugekommen, welche nicht nur das geologische Alter mit grösserer Sicherheit zu bestimmen gestatten, sondern auch mehrfache interessante paläontologische Details beibringen und das Bild der Fauna wesentlich vervollständigen. Es wurde daher das neuerdings gewonnene Material einem abermaligen Studium unterworfen, dessen Früchte in den folgenden Zeilen niedergelegt sind.

Da die Lagerungsverhältnisse der in Rede stehenden Schichten bereits in der eingangs erwähnten Schrift auseinandergesetzt wurden und die Localität seither von mir nicht wieder untersucht wurde, so kann ich wohl diesbezüglich auf das früher Gesagte verweisen und mich hier auf eine Discussion der Versteinerungen beschränken. Es konnten 62 Species namhaft gemacht werden, von denen jedoch nicht alle genau bestimmbar waren. Ihre Namen folgen:

Sphenodus longidens Ag.
Rhynchotheutis sp. ind.
Belemnites sp. ind.
Phylloceras mediterraneum Neum.
„ *disputabile Zitt.*
„ *tortisulcatum Orb.*
„ *subobtusum Kud.*
Lytoceras Adeloides Kud.

Perisphinctes curvicosta Opp.
„ *sp. ind.*
„ *n. f., cf. Cottaldi Héb. et Desl.*
„ *n. f. ind.*
Harpoceras punctatum Stahl.
„ *lunula Ziet.*
Oekotraustes auritulus Opp.
Haploceras ferrifex Zitt.
Reineckia Greppini Opp.
Stephanoceras n. f., cf. Brongniarti Sow.
Aptychen von *Harpoceras.*
(?) *Brachytrema acanthicum n. f.*
(?) *Turritella n. f.*
Amberleya carpatica Uhl.
„ *n. f. ind.*
Onkospira Zitteli n. f.
Discohelix Neumayri Uhl.
Pseudomelania lineata Sow.
Neritopsis Haueri Uhl.;
„ *obsoleta n. f.*
Nerita cf. ovula Buv.
Chrysostoma Sturi Uhl.
„ *carinatum n. f.*
„ *intermedium n. f.*
„ *lateumbilicatum n. f.*
(?) *Vitrinella perampla n. f.*
Trochus (Carinidea) Suessi Uhl.
„ „ *rhombifer n. f.*
„ *(Tectus) circumspinatus n. f.*
„ *(Ziziphinus) scopulorum Uhl.*
Trochus disputabilis n. f.
Rimula ina qualicostata n. f.
„ *t xata n. f.*
Pleurotomaria granulata Sow.
„ *n. f. ind.*
Lima semicircularis Goldf.
„ *rupicola n. f.*
Mytilus n. f. ind.
Inoceramus cf. fuscus Qu.
Gervillia n. f. ind.
Posidonomya alpina Gras.
Isoarca fimbriata n. f.
„ *subtransversa n. f.*
Arca perplana n. f.
Astarte subterminalis n. f.
Unicardium cf. depressum Phill.
Terebratula (Pygope) curviconcha Opp.
„ „ *tenuiplicata n. f.*
Rhynchonella penninica Uhl.
„ *Kaminskii Uhl.*

Rhynchonella cf. Etalloni Opp.
„ *defluxoides n. f.*
„ *rectecostata n. f.*
„ *(Acanthothyris) n. f., cf. subechinata Opp.*

Ein Blick auf diese Liste überzeugt uns, dass mehrere der hier aufgezählten Formen auch demjenigen Schichtcomplexe angehören, den man nach dem Vorgange v. Hauer's als Klausschichten zu bezeichnen pflegt. Obwohl noch keine Monographie der Fauna der Klausschichten vorliegt, besitzen wir doch ein ziemlich genaues Bild derselben, da wir den Bemühungen zahlreicher Autoren, wie: Acchiardi, Bachmann, Baltzer, Benecke, Bittner, Böckh, Choffat, Deslongchamps, Dumortier, Favre, Garnier, Gemmellaro, Gilliéron, v. Hauer, Herbich, Kudernatsch, Lory, Mayer, Meneghini, Mösch, Neumayr, Oppel, Parona, Stache, Studer, Stur, Suess, Toula, Vacek, Waagen, Zittel u. A., entweder ausführliche Fossillisten oder paläontologische Einzelbeschreibungen nach Localitäten oder Thiergruppen verdanken.

Die mit den Klausschichten gemeinsamen Formen sind danach folgende:

Sphenodus longidens Ag.
Phylloceras mediterraneum Neum.
„ *disputabile Zitt.*
„ *tortisulcatum Orb.*
„ *subobtusum Kud.*
Lytoceras Adeloides Kud.
Haploceras ferrifex Zitt.
Pleurotomaria granulata Sow.
Lima semicircularis Goldf.
Posidonomya alpina Gras
Terebratula curviconcha Opp.

Ausserdem steht *Rhynchonella penninica Uhl.* der *Rh. Atla Opp.*, *Rh. Kaminskii Uhl.* der *Rh. contraversa Opp.*[1]), *Rh. defluxoides n. f.* der *Rhynch. defluxa Opp.*, *Rhynch. cf. Etalloni* dem Typus dieser Art sehr nahe.

Ein anderer Theil der schon bekannten Species gehört jedoch den Kellowayschichten an, und zwar:

Perisphinctes curvicosta Opp.
Harpoceras punctatum Stahl.
„ *lunula Ziet.*
Oekotraustes auritulus Opp.
Reineckia Greppini Opp.

Daraus könnte man vielleicht den Schluss ableiten wollen, dass uns hier, etwa wie im Krakauer Gebiete, eine Mischung von Bath- und Kellowayformen vorliege. Bei näherer Betrachtung erweist sich jedoch

---

[1]) Diese Art entstammt den sogenannten „rothen Vilser Kalken", die nach Mittheilung des Herrn Inspector Wundt in Schorndorf sicher den Klausschichten angehören.

diese Vermuthung als vollkommen unbegründet. Was zunächst die mit den Klausschichten gemeinsamen Ammoniten betrifft, so gehören sie, mit einer Ausnahme, den specifisch alpinen Gattungen *Phylloceras* und *Lytoceras* an, die zwar generisch ungemein scharf von allen anderen Ammoniten getrennt dastehen, aber sehr wenig Neigung zur Variation und Mutation zeigen, wie dies besonders von Neumayr[1]) in seinen Jurastudien ausführlich erörtert wurde. *Ph. mediterraneum* hält von den Klausschichten bis in das untere Tithon, *Ph. tortisulcatum* bis in das Oxfordien an, während *Ph. disputabile* auch im Callovien vorkommt, nur *Phyll. subobtusum* wurde bis jetzt meist aus den Klausschichten citirt; doch Gilliéron[2]) führt diese Art aus den Freiburger Alpen als mit Callovien und Oxfordienformen zusammen vorkommend an. *Lyt. Adeloides* gehört ebenfalls den Klausschichten an, kommt aber auch in den Macrocephalenschichten des Brielthales und nach Gemmellaro[3]) in denen Siciliens vor, und eine sehr nahestehende Form erscheint nach Neumayr[4]) noch im Oxfordien des penninischen Klippenzuges. *Haploceras ferrifex* ist eine unverzierte, überaus indifferente Form, die von ihren Descendenten im Tithon specifisch nur mit Mühe unterschieden werden kann, den Macrocephalenschichten des Brielthales auch nicht fehlt, daher für die Altersfrage unmöglich von Einfluss sein kann. *Pleurotomaria granulata* und *Lima semicircularis* gehören altbekannten Molluskentypen an, die vom Unteroolith bis in das Oxfordien nachgewiesen wurden. *Posidonomya alpina*, die in den Klausschichten zuweilen gesteinsbildend auftritt und zur Bezeichnung „Posidonomyen-Schichten" Anlass gegeben hat, tritt, wie Tribolet[5]) und neuerdings Steinmann[6]) und Choffat[7]) bewiesen haben, sowohl im Bathonien, als auch im Callovien auf und kann daher keineswegs als massgebend betrachtet werden. Es ist fast überflüssig, zu erwähnen, dass auch das nämliche von *T. curviconcha* [8]) zu gelten hat, einer Nucleaten, die in fast ununterscheidbaren Formen in älteren liasischen, wie in jüngeren Malmschichten vorgefunden wird, ihrer Häufigkeit und weiten Verbreitung wegen ähnlich, wie *T. Aspasia* im Lias, als Leitmuschel verwendet wurde, wenn auch mit Unrecht, da sie kein bestimmtes Niveau einhält.

Anders verhält es sich aber mit denjenigen Formen, die für das Callovien charakteristisch sind. Sie gehören solchen Typen an, die rasch an bestimmte Lagen des sedimentären Gebirges gebundene Mutationen

---

[1]) Jahrbuch der k. k. geolog. Reichs-Anst., 1871. „Die Phylloceraten des Dogger und Malm", pag. 297.

[2]) Alpes de Fribourg en général etc. Mat. pour la carte géolog. de la Suisse. XII. Lf., 1873, pag. 83.

[3]) Sopra alc. faune giur. e lias di Sicilia, Atti dell' Acad. Gioenia di Sc. Nat. in Catania, s. III, t. VII, 1872.

[4]) Jahrbuch, 1871, pag. 364.

[5]) Note sur le genre Posidonomya etc. Journal de Conchyliologie, Band 24, 1876, pag. 251.

[6]) Neues Jahrbuch für Min. etc. Beilageband I., 2. Heft, pag. 256.

[7]) Etude stratigr. et paléont. des terr. jur. de Portugal, 1880, pag. 50.

[8]) Bittner, Verhandl. der k. k. geolog. Reichs-Anst., 1878, p. 401.

Uhlig, Brachiopodenfauna von Sospirolo. Sitzungsber. der k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Cl., 1879, pag. 8, 17.

eingehen; nur auf *Oekotraustes auritulus Opp.* möchte ich kein besonderes Gewicht legen, obwohl diese Species von Oppel aus den Athletaschichten beschrieben wurde, da sie eine ziemlich indifferente Form repräsentirt. Nur diese Species können bei der Beurtheilung des geologischen Alters als die massgebenden betrachtet werden; daher ist es wohl ziemlich zweifellos, dass die mit ihnen zusammen vorkommenden Thierreste jünger sind, als die der Klausschichten und dem Callovien angehören. Diese Ansicht wurde schon in meiner ersteren Arbeit ausgesprochen, wenn auch nicht mit derselben Sicherheit, wie jetzt und mit zum Theil anderer Begründung. Wahrscheinlich haben wir hier eine Vertretung des unteren und mittleren Callovien vor uns, da *Amm. lunula, hecticus, Greppini, curvicosta* gewöhnlich in den Ancepsschichten liegen und ausserdem ein Fragment vorhanden ist, das sehr wohl zu *Amm. macrocephalus* gehören könnte.

Im Mediterrangebiet wurden bisher nur an wenigen Punkten Callovienvorkommnisse nachgewiesen, wenn man von den ziemlich weit verbreiteten Vilser Schichten absieht, und zwar ist es nur das ältere Callovien, das uns da entgegentritt. So kennen wir die Macrocephalen-Schichten durch die Arbeiten Zittel's[1]) und Neumayr's[2]) aus dem Brielthale bei Hallstadt; Gemmellaro[3]) hat dieselben Schichten bei Rocca di parra bei Calatafimi in Sicilien nachgewiesen und Böckh[4]) fand in neuester Zeit gleichwerthige Schichten bei Eszter im Fünfkirchner Gebirge. In den Westalpen sind zahlreiche Andeutungen ihres Vorkommens vorhanden, doch ist ihre gesonderte Vertretung und Selbstständigkeit älteren Schichten gegenüber noch nicht in allen Fällen sichergestellt[5]). In allen diesen angeführten Fällen zeigt es sich, dass die Arten der Gattungen *Phylloceras*, *Lytoceras* und zum Theil auch *Haploceras* fast ungeändert aus dem Niveau der Klausschichten in das Callovien übergehen und sogar noch in jüngeren Schichten ihre specifischen Merkmale beibehalten.

Dieser Umstand und der geringere Wechsel der Facies sind es namentlich, die den einzelnen Faunen des Mediterrangebietes eine so grosse Aehnlichkeit unter einander verleihen und ihre biologische Continuität grösser erscheinen lassen, als dies in der mitteleuropäischen Provinz der Fall ist. So ist gerade die Verschiedenheit zwischen Callovien und Bathonien im letzteren Gebiete weitaus grösser als im ersteren. Unsere Fauna gewinnt in dieser Richtung noch dadurch ein besonderes Interesse, dass sich der genetische Zusammenhang mit geologisch älteren Vorgängern auch hinsichtlich vieler Gastropoden, Bivalven und Brachiopoden nachweisen lässt; viele derselben lassen sich deutlich auf liasische Typen zurückführen, einzelne haben sogar mit obertriadischen gewisse Beziehungen. Es entspricht:

---

[1]) Jahrbuch der k. k. geolog. Reichs-Anst., 1868, 23. Bd., pag. 602.
[2]) Jahrbuch der k. k. geolog. Reichs-Anst, 1870, 20. Bd., pag. 152.
[3]) l. c.
[4]) Adatok a meczekhegység és dombvidéke jurakorbeli lerakodásainak ismeretéhez (Schrift der ungar Akademie der Wissensch., 1880, pag 37).
[5]) E Favre, Verhandl. der geolog. Reichs-Anst., 1870, pag. 268. Mösch, der Jura in den Alpen der Ostschweiz, pag. 12. Gilliéron, l. c. pag. 83.

Amberleya carpatica Uhl. des Callovien *Amberleya alpina Stol.* der Hierlatzschichten,
Discohelix Neumayri Uhl. des Callovien *Discohelix orbis Reuss.* der Hierlatzschichten,
Neritopsis Haueri Uhl. des Callovien *Neritopsis elegantissima Hörn.* der Hierlatzschichten,
Pleurotomaria n. f. ind. des Callovien *Pleurotomaria Sturi Neum.* der Planorbisschichten,
Rimula inaequalicostata n. f. des Callovien *Rimula austriaca Hörn.* der Hierlatzschichten,
Lima rupicola n. f. des Callovien *Lima Deslongchampsi Stol.* der Hierlatzschichten,
Arca perplana n. f. des Callovien *Arca aviculina Schafh.* der Hierlatzschichten,
Astarte subterminalis n. f. des Callovien *Astarte Partschi Stol.* der Hierlatzschichten,
Terebratula curviconcha Opp. des Callovien *Tereb. Aspasia Menegh.* der Hierlatzschichten.

Ferner stehen noch *Rhynchonella penninica Uhl.*, *Kaminskii Uhl.* und *defluxoides n. f.* bis jetzt unbeschriebenen Liasformen ungemein nahe.

Dieser genetische Zusammenhang zwischen jüngeren und älteren Formen wird sich gewiss immer vollkommener gestalten, je eingehender die Thierreste isopischer Schichten verschiedenen Alters und zahlreicher Localitäten bekannt sein werden.

In Hinsicht auf das numerische Verhältniss der vertretenen Thiergruppen wäre zu bemerken, dass an Artenzahl die Gastropoden (24) über die Ammonitiden (15), die Bivalven (11) und Brachiopoden (8) ziemlich stark vorwiegen, wie aus dem gegebenen Verzeichnisse hervorgeht. Am häufigsten erscheinen unter den Ammonitiden *Phylloceras mediterraneum* und *disputabile*, *Lytoceras Adeloides*, unter den Gastropoden *Discohelix Neumayri*, *Carinidea Suessi*, *Pleurotomaria granulata*, unter den Bivalven *Lima rupicola*, unter den Brachiopoden *Rhynchonella Kaminskii*; indessen dürften diese Angaben durch fortgesetzte Aufsammlungen noch manche Aenderungen erfahren und sind daher nur als provisorisch zu betrachten. Die Gastropoden gehören fast ausschliesslich der Gruppe der Holostomen an, sind zuweilen reich verziert und häufig dünnschalig; unter den Bivalven mangeln festsitzende und Schlamm oder Sand liebende Formen vollständig. Auffallend ist die sehr schwache Vertretung der Gattung *Belemnites* sowohl nach Arten, als auch Individuenanzahl; die Ammoniten sind, sowie die der liasischen Hierlatzschichten durchweg von geringer Grösse, sie übersteigen selten den Durchmesser von 30 Millimeter. Es ergibt sich daraus, dass die in Rede stehende Ablagerung den Charakter der Hierlatzfacies in typischer Weise zur Schau trägt.

Zur Vervollständigung des biologischen Bildes muss noch das Vorkommen einer kleinen, unscheinbaren Einzelkoralle, die auf einer Ammonitenschale aufsitzt, sowie einer unbestimmbaren Cidarisradiole, vereinzelter Crinoiden und überaus zahlreicher Foraminiferen erwähnt

werden. Im Dünnschliffe zeigt sich der rothe, leicht krystallinische Kalkstein aus verschiedenen, schwer deutbaren Schalenresten von Mollusken und Echinodermen, sowie zahllosen Foraminiferen zusammengesetzt, welche letztere fast ausschliesslich der Gattung *Globigerina* angehören; nur ganz untergeordnet tritt auch *Textularia* und eine *Rotaline* auf. Es ergibt sich demnach fast dieselbe mikroskopische Zusammensetzung, die Peters[1]) in dem Dachsteinkalk der Umgebung von Hallstadt nachgewiesen hat. Es ist dies namentlich mit Rücksicht auf die besonders in neuerer Zeit mit ebenso grossem Eifer, als Glück betriebenen Erforschungen des Meeresgrundes von grossem Interesse, welche die Möglichkeit nahelegen, aus der jeweiligen Beschaffenheit der Foraminiferenführung auf die Tiefe, in welcher das betreffende Gestein gebildet wurde, einen Schluss zu ziehen. So wird man bei Durchsicht eines Dünnschliffes unseres Kellowaykalkes augenblicklich lebhaft an den sogenannten Globigerinaschlamm der heutigen Oceane und die weisse Kreide erinnert. Doch dürften in dieser Richtung sichere Schlüsse nur durch Vergleich zahlreicher Beobachtungsreihen möglich sein, die mir leider zur Zeit nicht zu Gebote stehen. So enthielt ein des Vergleiches wegen angefertigter Dünnschliff des liasischen roth und weiss gefleckten Kalkes vom Hierlatzberge nur wenige Foraminiferen, den Gattungen *Involutina* und *Nodosaria* angehörig, und doch dürfte man kaum geneigt sein, bei vollständiger Uebereinstimmung der Facies für die Entstehung der penninischen Kellowaykalke eine wesentlich andere Meerestiefe anzunehmen, als für die der Hierlatzkalke.

Bevor ich auf die Einzelbeschreibungen eingehe, sei es mir gestattet, der löblichen Direction der k. k. geologischen Reichsanstalt für die gütige Ueberlassung des Untersuchungsmateriales, sowie die Benützung der Sammlung und der Bibliothek meinen wärmsten Dank auszusprechen.

Beschreibung der Arten[2]).

Phylloceras mediterraneum Neum.

cf. Neumayr, Jurastudien I. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt 1871, XXI. Bd. S. 340, Taf. XVII, Fig. 2—5.

Diese Art liegt mir in 45 meist beschalten Individuen vor, welche die Grösse von 2·5 Cm. nur sehr selten überschreiten. In diesem Stadium sind die inneren Theile der charakteristischen Einschnürungen sehr tief, bilden eine Furchenrosette und verleihen dem Nabel ein eckiges Aussehen, das sich erst bei höherem Alter, wenn gleichzeitig die Einschnürungen weniger tief werden, verliert.

Wie Neumayr nachgewiesen hat, tritt diese Art in den Klausschichten auf und hält bis in das ältere Tithon an.

---

[1]) Jahrbuch der k. k. geolog. Reichs-Anst., 1863, XIII, S. 294.

[2]) Die Exemplare befinden sich sämmtlich im Museum der k. k. geol. Reichsanstalt. Da alle beschriebenen Arten aus dem Kellowaykalke der Klippe Babierszówka bei Neumarkt herrühren, so wurde der Fundort nicht besonders angegeben.

Phylloceras disputabile Zitt.

cf. Zittel, Pal. Notizen über Lias, Jura und Kreideschichten etc. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 18. Bd,. 1868, pag. 606.
„ Zittel, Bemerk. über *Phyll. tatricum Pusch* etc. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1869, 19. Bd., p. 63.
„ Neumayr, Jurastudien I. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1871, XXI. Bd., S. 332 [36], Taf. XIV, Fig. 7.

Diese Art tritt fast ebenso häufig, wie die vorhergehende auf, und ebenfalls stets in kleinen, selten 2·5 Mm. Durchmesser übersteigenden Exemplaren, welche beschalt sind und daher nur auf der Externseite den Unterrand der Einschnürungen wulstartig erhoben zeigen. Kleinere Exemplare entbehren jeglicher äusseren Wülste. Der Nabel ist verhältnismässig weit und es scheinen daher die vorliegenden Stücke am besten mit den Vorkommnissen der Klausalpe übereinzustimmen, die Prof. Zittel (l. c. p. 64) beschrieben hat.

Allgemein verbreitet in den Klausschichten tritt diese Species auch in den Kellowaykalken des Brielthales auf.

Phylloceras tortisulcatum d'Orb.

cf. d'Orbigny, Céph. crét. pag. 163, tab. 51, fig. 4—6 etc.

Ein Exemplar von 27 Mm. Durchmesser kann als Vertreter der typischen Form angesehen werden. Es zeigt einen verhältnismässig weiten Nabel, steil einfallende Nabelwand, und zahlreiche Einschnürungen, die allerdings, da die Schale erhalten ist, nur auf der Externseite durch Aufwulstung ihres Unterrandes zu erkennen sind und schliesst sich daher enge an den Typus der bezeichneten Form an. Eine grosse Anzahl von Exemplaren (15) lässt jedoch mehrere abweichende Merkmale erkennen. Der Nabel ist bei diesen viel enger, die Nabelwand gerundeter, die Einschnürungen sind bei Schalenexemplaren fast gar nicht, sondern nur auf dem Steinkern deutlich sichtbar und zeigen keine so plötzliche Umbiegung. Diese Abweichungen würden wohl, da sie sich bei zahlreichen Exemplaren in der gleichen Weise wiederholen, die Abtrennung von *Phyll. tortisulcatum* bedingen, allein es schien doch nicht rathsam, eine neue Art zu begründen, da die Stücke, mit Ausnahme eines einzigen, leider ziemlich schlecht erhaltenen Exemplares von 35 Mm. Durchmesser, sämmtlich den Durchmesser von 2·5 Cm. nicht übersteigen, und es bekanntlich stets eine missliche Sache bleibt, auf Jugendexemplare hin, besonders bei Phylloceren, neue Arten aufzustellen.

Phylloceras tortisulcatum hat in den Klausschichten und im Oxfordien [1]) allgemeine Verbreitung.

Phylloceras subobtusum Kud.

cf. Kudernatsch, Ammoniten von Swinitza, Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt I., pag. 7, Taf. II, Fig 1—3 etc.

Nur durch ein unvollständiges, aber gut übereinstimmendes und bestimmbares Bruchstück vertreten.

[1]) Die Formen der *Acanthicus*-Stufe und des Untertithon wurden von Fontannes unter einem besonderen Namen abgetrennt, cf. Fontannes, Description des Ammonites de la Zone à *Amm. tenuilobatus* 1876, pag. 33.

Lytoceras Adeloides Kud.

Taf. VII, Fig. 1, 2.

Amm. Adeloides Kudernatsch, Die Ammoniten von Swinitza, Abhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt, I. Bd., S. 9, Taf. II, Fig. 14—16.
Lytoceras Adeloides Zittel, Pal. Notizen etc. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1868, 18. Bd., S. 603.
Lytoceras n. sp. cf. Adeloides Uhlig, Beiträge zur Kenntniss etc. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1878, 28. Bd., S. 649 [9].

Von dieser Art konnte ich 32 Exemplare untersuchen, welche einen Durchmesser von nur 24 Mm. besitzen. Die drehrunden Umgänge sind mit äusserst feinen geraden Linien versehen, von welchen einige stärker hervortreten, und in der Nähe der Externseite jederseits 2 wellige, nach hinten gerichtete Auszackungen besitzen. Wie Zittel (l. c.) gezeigt hat, beruht darin der Hauptunterschied gegen *Lyt. Eudesianum* des Unterooliths. Die Zahl dieser stärkeren Streifen ist verschieden, selten sind blos 4 oder 5, meist 8—12 auf einem Umgange entwickelt. Nach der Zahl der gröberen Streifen ist auch die der feineren, zwischen je zwei gröbere eingeschalteten, ungezackten Linien eine verschiedene, doch dürften ihrer bei jungen Exemplaren niemals weniger als 10, selten mehr als 16 vorhanden sein. Bei grösseren Exemplaren nimmt die Zahl der mit 4 Zacken versehenen stärkeren Streifen zu, die der feinen geraden Schaltlinien gleichzeitig ab, so dass die der letzteren auf 6 herabsinkt.

Bei meiner ersten Untersuchung dieser Art lag mir nur ein kleines, nicht sehr gut erhaltenes Exemplar vor, welches auf dem letzten Umgange nur 4 gröbere Streifen und zwischen diesen eine grosse Anzahl von Schaltlinien besass. Ich hielt es daher für eine besondere Species. Das grosse Material, das mir jetzt zu Gebote steht, beweist, dass sich zwischen dieser extremen Form und dem typischen *Lyt. Adeloides* keine Grenze ziehen lässt.

Perisphinctes curvicosta Opp.

Taf. VII, Fig. 3.

Oppel, Juraformation etc S. 555 etc.
Perisphinctes poculum Leck? cf. curvicosta Opp., Beiträge zur Kenntn. etc. Jahrb. 1878, S. 649 [9], Taf. XVI, Fig. 2.

Vier weitere Exemplare beheben jeglichen Zweifel über die Identität der karpathischen Vorkommnisse mit *P. curvicosta Opp.* Das besterhaltene, welches abgebildet wurde, ist ein mit Wohnkammer versehenes Schalenexemplar, welches bei 30 Mm. Durchmesser eine Nabelweite von 12 Mm. besitzt. Die Höhe des letzten Umganges beträgt 10 Mm. Die Primärrippen sind kräftig, verhältnismässig weit von einander entfernt und spalten sich im dritten Theil der Höhe des Umganges in 2—3 Secundärrippen, die stark nach rückwärts umgebogen sind und häufig Parabelknoten tragen. An der Spaltungsstelle tritt eine deutliche Abschwächung der Rippen ein. Auf dem jüngeren, gegen die Mündung zu gelegenen Theil der Wohnkammer verlieren sich jedoch die Parabelknoten und auch die Neigung der Secundär-

rippen nach rückwärts verschwindet, sie gehen gerade und kräftig verdickt über die Externseite hinweg. Da gerade der charakteristische ältere Theil des letzten Umganges bei dem von mir zuerst untersuchten Stücke (l. c. Taf. XVI, Fig. 2) abgebrochen war, erklärt sich, warum die Zugehörigkeit desselben nicht schon damals mit der nöthigen Schärfe erkannt wurde. Der Mundsaum ist in ein Ohr ausgezogen, von welchem jedoch nur der schmale Stiel erhalten ist.

Die besprochene Form hat auch mit *Perisph. sulciferus Oppel* (Pal. Mitth. S. 155, Taf. 49, Fig. 4), *syn. subtilis Neumayr* (Ceph. v. Balin, Taf. XIV, Fig. 3, S. 37) sehr viel Aehnlichkeit, wie denn überhaupt die Unterschiede der genannten Callovienform und des für dasselbe Niveau charakteristischen *P. curvicosta* nur sehr unbedeutende sind. Jedenfalls aber ist die Verschiedenheit unserer Form gegen *P. aurigerus Opp.* der Bathstufe, einer Art mit engem Nabel, dichter Berippung und hohen Umgängen als festgestellt anzusehen.

Perisphinctes sp. ind.

Dichtgerippte Jugendexemplare einer Form, die höchstwahrscheinlich der Formenreihe des *Per. aurigerus* und *curvicosta* angehört, sich aber weder mit einer bekannten Art sicher identificiren, noch auch nach dem kärglichen Material als selbstständig festhalten lässt.

Perisphinctes n. f. cf. Cottaldi Héb et Desl.

cf. Amm. Cottaldi Hébert et Deslongchamps, Memoire sur les fossiles de Montreuil-Bellay. Bull. Soc. Linn. de Normandie V, p. 11, tab. I, fig. 3, tab. VII, Fig. 15.

Ein kleines Exemplar von 16 Mm. Durchmesser, 6 Mm. Nabelweite und 8 Mm. Dicke, welches mit dichtstehenden, nach vorn geneigten Rippen versehen ist, die sich in der Nähe der Externseite spalten und an der Spaltungsstelle ein ganz schwaches Knötchen bilden. Eine directe Identificirung konnte auf das geringe Material hin nicht vorgenommen werden.

Perisphinctes n. f. ind.

Taf. VII, Fig. 5.

Leider ist diese zu beschreibende Form nur durch ein Jugendexemplar von 20 Mm. Durchm., 7 Mm. Nabelweite und 7·5 Mm. Dicke vertreten. Die Umgänge sind ziemlich flach, mit steil einfallender Nahtfläche und etwas abgeflachter Externseite. Bis zu dem Durchmesser von 15 Mm. sind die Rippen deutlich und stark nach vorn geschwungen und sehr dicht gestellt, erst später treten sie in weiteren Zwischenräumen auf. In der Nähe der Externseite findet eine Spaltung in zwei Secundärrippen statt; auf der Externfläche sind die Rippen stark nach vorn gebogen und in der Medianlinie wenig, aber doch merklich abgeschwächt.

Die Loben sind unbekannt.

Auch diese Form dürfte dem *Amm. Cottaldi Héb. et Desl.* (vgl. oben) am nächsten stehen, unterscheidet sich jedoch durch den Mangel

deutlicher Knötchen an der Rippentheilungsstelle und geringere Dicke. Das Auftreten des genannten Ammoniten, sowie seine systematische Stellung sind ziemlich unvermittelt und unsicher; ich wollte daher das beschriebene Exemplar, obwohl es ein ganz jugendliches ist, nicht übergehen, um einen, wenn auch kleinen Beitrag zur Kennzeichnung der wenig bekannten Gruppe zu liefern, welcher es angehört.

Harpoceras punctatum Stahl.

Taf. VII, Fig. 4.

cf. Oppel, Juraformation etc., S. 553 etc

Diese Art ist zwar nur durch ein Exemplar vertreten, allein dieses stimmt mit der typischen Form der Anceps- und Athleta-Zone Oppel's so gut überein, dass das Vorkommen derselben als sicher stehend betrachtet werden kann. Um die Richtigkeit der Bestimmung der Beurtheilung Anderer zugänglich zu machen, wurde das Exemplar abgebildet.

Harpoceras lunula Ziet.

cf. Oppel, Juraformation etc., S. 553 etc.

Auch von dieser Art ist nur ein Exemplar vorhanden, welches besonders mit der von Quenstedt in seinem Jura auf Taf. 72, Fig. 8, S. 546 abgebildeten und beschriebenen Form des Ornatenthones trefflich übereinstimmt.

Oppelia (Oekotraustes) auritula Opp.

Taf. VII, Fig. 8.

Amm. auritulus Oppel, Juraformation etc, S. 554.
Amm. fuscus ornati Quenstedt, Jura, S. 546, Taf. 72, Fig. 6.
Amm auritulus Oppel, Pal. Mitth. S. 155, Taf. 49, Fig. 1—3.

Diese Art ist durch ein mit Wohnkammer und gestielten Ohren versehenes Exemplar von 19 Mm. Durchmesser vertreten. Die Flanken sind flach, die steile Nahtfläche zeigt eine Nabelkante, die Externseite der Wohnkammer ist glatt, die der Luftkammern mit einem schwachen, kaum merklichen Kiele versehen. Die sichelförmige Zeichnung, welche nach Oppel den älteren Theil des Gewindes charakterisirt, ist hier höchstwahrscheinlich des ungünstigen Erhaltungszustandes wegen nicht zu sehen, dagegen ist die schwache, aber immerhin merkliche Knickung des Gehäuses nicht zu verkennen. Gehört zur Untergattung *Oekotraustes Waag.*

Haploceras ferrifex Zitt.

cf. Amm. Erato Kud. (non d'Orb.), Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt I. Bd., S. 10, Taf. 2, Fig. 4 und 5.
„ *Amm. ferrifex Zittel*, Paläont. Notizen etc. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 18. Bd., 1868, S. 601 [6].

Diese Form gehört einer Gruppe von überaus indifferenten Ammonitiden an, auf welche Zittel zunächst den Gattungsnamen *Haplo-*

ceras angewendet hat und die er in seinen Arbeiten über die Cephalopoden der Stramb. Sch. (S. 79—83) und die älteren Tithonbildungen (S. 48) ausführlich beschrieben hat. Es zeigte sich, dass die Unterschiede zwischen *Haploc. psilodiscus* (Bathst.), *Erato* (Oxfordst.) und *elimatum* (Tithonst.) einerseits, zwischen *H. ferrifex* (Bathst.), *subelimatum Font.* (Tenuilob. st.), *Staszycii* (Unt.-Tithon) andererseits nur sehr geringfügige und schwer zu erkennende seien.

Deshalb ist es gar nicht befremdend, die Bathform in Kellowayschichten wiederzufinden. Die vorhandenen Exemplare (3) stimmen in der That sowohl hinsichtlich der äusseren Form, als auch des Lobenbaues sehr gut mit der angezogenen Form überein, von welcher ich mehrere Exemplare von Swinitza und der Klausalpe zum Vergleiche herbeiziehen konnte. — Nebenbei sei bemerkt, dass die schmale Form von Swinitza, die man in der Regel als *Hapl. psilodiscus Schlönb.* [1]) nach dem Vorgange dieses Autors zu benennen pflegt, dem *Amm. Erato d'Orb.* des Oxfordiens mindestens ebenso nahe steht, als dem ersteren Ammoniten.

Hapl. monachus Gemmellaro [2]) dürfte wohl von *H. ferrifex* specifisch kaum zu trennen sein.

Reineckia Greppini Opp. [3])

Taf. VII, Fig. 6.

Amm. Greppini Oppel, Palaeont. Mitth. 1865, S. 154.
Perisph. oxyptychus Neumayr, Ueber neue oder wenig. bek. Ceph. der Macroceph.-Sch, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1870, S. 151, Taf. VIII, Fig. 2.
Neumayr, Ueber die Identität von *P. Greppini Opp.* und *P. oxyptychus Neum.*, Verh. d. k k. geol. Reichsanst. 1870, S. 249.

Von dieser Art liegt mir nur ein kleines Exemplar von 24 Mm. Durchmesser und 10·5 Mm. Nabelweite vor. Die Umgänge desselben sind gerundet, etwas breiter als hoch, und mit geraden, scharfen Rippen bedeckt, von welchen einzelne einfach bleiben, während sich die Mehrzahl derselben, etwa in der Mitte der Umgänge, unter Bildung eines kleinen spitzen Knötchens in zwei Secundärripen theilt. In der Medianlinie der Externseite tritt keine Unterbrechung der Rippen ein, es erscheint aber der dem Sipho entsprechende Theil derselben etwas über die angrenzenden Schalentheile gehoben, so dass die Rippen daselbst den Eindruck einer Abschwächung hervorrufen. Denkt man

[1]) Beiträge zur Pal. der Jura- und Kreidef. Palaeontographica, XIII. Bd., 1865, S. 31.

[2]) Sopra alcuni fossili con Posidonomya alpina Gras di Sicilia (Giorn. di Sc. Nat. ed Econ. vol. XII 1877, Palermo p. 340. Tab. XX, Fig. 2—3.

[3]) Herr Bayle hat in seinem Tafelwerke „Explication de la carte géolog. de la France, Paris 1878" für eine grosse Anzahl kleinerer Ammonitengruppen neue Untergattungsnamen creirt, über deren Berechtigung sich bei dem Mangel eines erläuternden Textes schwer ein entscheidendes Urtheil bilden lässt; es wurde daher von der Anwendung dieser Namen, soweit sie bei dieser Arbeit in Frage kommen, Abgang genommen, nur der für die *Anceps*-Gruppe ertheilte Name *Reineckia* wurde schon jetzt gebraucht, da dieser Gruppe in der That eine grosse Selbstständigkeit zukommt. Herrn Steinmann (Neues Jahrbuch f. Min. etc., Beilageband I, Heft 2, p. 288) verdanken wir sehr eingehende Studien dieser Gruppe, die leider zu spät erschienen sind, um noch im Texte berücksichtigt werden zu können.

sich dieses Verhalten in dem Masse verstärkt, als das Alter zunimmt, so muss schliesslich jene Beschaffenheit der Externseite eintreten, die Neumayr bei dem erwachsenen Thiere beschrieben und abgebildet hat. Die breite Siphonalpartie ist dann so stark gehoben, dass sie von den Rippen kaum mehr überragt wird, und diese selbst daher unterbrochen erscheinen.

Das beschriebene Jugendexemplar stimmt ganz überein mit den inneren Windungen des *A. Greppini*, wie ich mich durch die Vergleichung des Originalexemplars überzeugen konnte. Dieses letztere zeigt, dass erst bei einem Durchmesser von etwa 35 Mm. die Spaltung der Primärrippen in 3, noch später die Spaltung in 4 Secundärrippen eintritt, die Theilungsstelle der Rippen erst bei vorgeschritteneren Alter in die Nähe der Nabelkante hinabrückt, und die Rippen dann stark nach vorwärts geneigt sind. Mein Exemplar lässt ferner erkennen, dass die Umgänge anfangs an der Nabelwand, den Flanken und der Externseite gleichmässig gerundet waren; erst später wird das Einfallen der Nabelwand ein steiles, die Flanken werden abgeflacht, und der Querschnitt verschmälert sich gegen die Externseite zu.

Reineckia Greppini Opp. fand sich bisher in der Kelloway-Gruppe des Schweizer Jura und den Macrocephalen-Schichten des Brielthales (cf. Steinmann l. c.).

Stephanoceras n. f., cf. Brogniarti Sow.

Taf. VII, Fig. 7.

cf. Waagen, Ueber die Zone d. *Amm. Sowerbyi.* Beneckes Beitr., I. Bd., S. 602 [96].

Eine dicke, aufgeblähte kleine Art, die der genannten sehr nahe steht, sich aber doch durch mehrere Merkmale unterscheiden lässt. Das Gehäuse ist noch etwas dicker, die Rippen sind weniger scharf entwickelt, und beginnen erst in einiger Entfernung vom geschlossenen Nabel, während sie bei *Steph. Brogniarti* zwar fein, aber doch scharf ausgebildet sind und gleich am Nabel ihre Entstehung nehmen. Die Vermehrung der Rippen gegen die Siphonalseite zu geht bei beiden in gleicher Weise vor sich, in der Mediane unserer Form verläuft eine Linie quer über die Rippen hinweg. Ein wesentlicher Unterschied beruht ferner darin, dass die Flanken von *Amm. Brogniarti* besser entwickelt sind, während bei der vorliegenden Form die glatte Nabelwand ohne Dazwischentritt einer Flanke von nennenswerther Ausdehnung direct in die gerundete Externwand übergeht.

Der Verlauf der Lobenlinie ist unbekannt.

Diese Form ist leider nur in einem nicht ganz vollständig erhaltenen Exemplare vertreten, welches zur Begründung einer neuen Art nicht hinreicht.

(?) *Brachytrema acanthicum n. f.*

Taf. IX, Fig. 3.

Länge 14 Mm.
Breite 9 „

Das spitz kegelförmige Gehäuse besteht aus etwa 7 winkeligen Umgängen, die in ihrem oberen Theile mit einer Reihe von 8 spitzen,

durch eine Spirallinie verbundenen Dornen verziert sind. Diese haben eine längliche Form und bilden gleichsam undeutliche, in der Mitte zu Stacheln angeschwollene Querrippen. Auf dem unteren Theil der Windungen verläuft eine zweite Spirallinie, die besonders auf der Schlusswindung deutlich hervortritt und auf den vorhergehenden gerade an die Naht zu liegen kommt. Ausserdem aber ist noch die ganze Schale mit überaus feinen und dichten, nur mit der Loupe und bei gutem Erhaltungszustande sichtbaren Spirallinien und mit etwas deutlicheren Anwachsstreifen versehen, die oft in der Richtung der Dornen verzerrt erscheinen. Schlusswindung ziemlich gross, Basis gewölbt; da, wo die wahrscheinlich kurze Spindel beginnt, tritt eine spirale Zeichnung auf.

Die nächstverwandte Form dürfte *Brachytrema unituberculatum Héb. et Desl.* (Mém. sur les foss. du Montreuil-Bellay pl. VII., Fig. 6, pag. 22) darstellen. Die beschriebene Form kann jedoch mit derselben nicht identificirt werden, da sie sich durch das Vorhandensein einer, die viel spitzeren Dornen verbindenden, und einer zweiten, im unteren Theil der Umgänge gelegenen Spirallinie, sowie den Mangel einer kräftigen Streifung der Basis unterscheidet. Geringer ist die Aehnlichkeit mit *Brachytrema ranelloides Men.* [1]), so dass es wohl nicht nöthig ist, die unterscheidenden Merkmale einzeln hervorzuheben, das nämliche gilt auch von *Br. Buvignieri* und *turbiniformis Morr.* und *Lyc.* (Moll. Gr. Ool. S. 24).

Die letzteren Autoren, die Begründer dieser Gattung, verstanden darunter Formen, die, wie Zittel[2]) richtig hervorhebt, einen durch das zurückgedrehte untere Ende der Spindel hervorgebrachten kurzen Canal aufweisen. Die Zugehörigkeit der beschriebenen Form zu *Brachytrema* muss demnach als einigermassen zweifelhaft angesehen werden, da bei dem einzigen vorliegenden Exemplare die Spindel leider abgebrochen ist. Dass eine solche vorhanden war, ergibt sich aus dem gesammten Bau der Basis, sowie der an der entscheidenden Stelle eintretenden Spiralstreifung; ob jedoch die Spindel zurückgebogen war und einen kurzen Canal bildete, muss vorläufig unentschieden bleiben.

(?) *Turritella sp. n.*

Von dem spitz thurmförmigen, langsam anwachsenden Gehäuse sind nur drei mittlere Windungen erhalten, der Apex, sowie die Schlusswindungen mit der Basis und Mündung sind abgebrochen. Die Umgänge sind mit feinen dichten Spirallinien versehen, von welchen die ungefähr in der Mitte des Umganges, etwas mehr gegen die obere Naht zu gelegene am stärksten ist und kielartig vorspringt. Dadurch erhalten die schwach gewölbten Umgänge eine winklige Beschaffenheit und erinnern sehr an die miocäne *Turritella* (*Torcula*) *subangulata*. Das Vorkommen eines so jungen Formentypus in Ablagerungen von verhältnismässig hohem geologischem Alter ist sehr interessant, leider aber nicht ganz sichergestellt. Gewisse Alarien, wie *Al. Oge-*

---

[1]) Fossili oolitici di Monte Pastello, Atti della Soc. Tosc. di Sc. natur. Pisa IV, 1880, p. 6, Taf. XXI, Fig. 2—7.

[2]) Gastropoden d. Stramberger Schichten S. 327.

rieni Piett., *vicina Piett.* [1]) besitzen nämlich ganz ähnliche, wenn auch ein klein wenig rascher anwachsende Umgänge; da bei dem vorliegenden Exemplare die Schlusswindungen abgebrochen sind, so lässt sich über die Gattungszugehörigkeit kein entschiedenes Urtheil fällen. Leider konnte diese Frage auch durch Anschliff nicht gelöst werden, da nur ein Exemplar vorhanden ist. Aus diesem Grunde unterliess ich auch die Ertheilung eines specifischen Namens, glaubte aber doch auf dieses Vorkommen aufmerksam machen zu sollen.

Sollte das Exemplar in der That zu *Turritella* gehören, so wäre *Turrit. Eimensis Brauns* (Paläontographie Bd. XIII. S. 262, Taf. 37, Fig. 13) die nächst verwandte Form, die sich aber durch stärkeren Kiel und weniger dichte Streifung leicht unterscheiden lässt.

Discohelix Neumayri Uhl.

Taf. VII, Fig. 9—11.

cf. Beitr. z. Kenntn. etc. Jahrbuch 1878, Taf. XVI, Fig. 6.

Unter 14 meist guterhaltenen Stücken befinden sich mehrere auf beiden Seiten gleichmässig vertiefte, während die übrigen auf der einen Seite flach, auf der anderen vertieft erscheinen. Diese letzteren zeigen, dass die Form ein links gewundenes Gehäuse besitzt, wie dies bei dem in jeder Hinsicht sehr nahe stehenden *Discohelix orbis Reuss* der Hierlatzschichten der Fall ist. Zwischen den planconcaven und biconcaven Exemplaren existirt ausser der Aufrollungsweise und der damit verbundenen Abweichung des Mündungsquerschnittes kein wesentlicher Unterschied, auch lassen sich die Uebergänge von der einen Gruppe zu der anderen schrittweise verfolgen. Bei den ersteren Exemplaren ist der Mündungsquerschnitt nicht symmetrisch, sondern erscheint etwas nach der vertieften Unterseite vorgezogen. Gut erhaltene Stücke zeigen, dass der Kiel auf den innersten Windungen deutlicher gekörnelt ist, als auf den äusseren; auch tritt er auf der vertieften Seite des Gehäuses stärker hervor, als auf der flachen.

Bei einem Exemplare ist die Mündung theilweise erhalten. Der äussere Mundrand entspricht dem Verlaufe der Anwachslinien und ist ein wenig nach oben und aussen umgebogen. Zuweilen (cf. Fig. 10) erscheint der zwischen den Kanten gelegene Aussentheil des Gehäuses etwas stärker gewölbt, als bei dem zuerst abgebildeten Stücke, wodurch das Verhältnis zwischen Höhe und Breite des Umganges etwas zu Gunsten der ersteren geändert wird.

Amberleya carpathica Uhl.

cf. Beitr. z. Kenntn. Jahrbuch 1878, 28. Bd. S. 652 (12), T. XVII, Fig. 1.

Von dieser Art liegt nur ein weiteres, überdies nicht sehr wohlerhaltenes Exemplar vor, welches sich von dem bereits abgebildeten und beschriebenen nur dadurch unterscheidet, dass die Körnchen der Spirallinien etwas weniger dichtgestellt und diese selbst etwas weniger zahlreich sind.

---

[1]) Paléont. franç. terr. jur. Tome III, Tab. 38, Fig. 7, 8, Tab. 43, Fig. 8 bis 10.

In dieser Hinsicht bietet es zu zwei weiteren Exemplaren einen theilweisen Uebergang dar, welche in dem Verzeichnisse als *Amberleya n. f. ind.* angeführt wurden. Bei denselben sind die Körnchen der Spirallinien viel schwächer entwickelt und scheinen besonders auf dem letzten Umgange fast ganz zu verschwinden; leider sind die Stücke zu schlecht erhalten, als dass sie eingehender behandelt werden könnten.

Onkospira Zitteli n. f.

Taf. VIII, Fig. 6.

Höhe 40 Mm.
Breite 25 „ (approx.)
Höhe der Mündung 15 Mm.

Das zugespitzte hoch kreiselförmige, dünnschalige Gehäuse dieser schönen Form besteht aus 8—9 gewölbten Umgängen, welche durch tiefe Nähte von einander gesondert sind. Die gesammte Schalenoberfläche ist mit zahlreichen Spirallinien bedeckt, welche von schief nach hinten verlaufenden Querlinien gekreuzt werden. Bei genauer Betrachtung sieht man, dass die letzteren aus schief nach vorwärts geneigten, blättrigen Erhöhungen bestehen, welche ungleich abbrechen und dadurch dem an sich nicht ganz gleichmässigen Verlauf der Querlinien ein noch unregelmässigeres Gepräge verleihen. Im unteren Theil der Umgänge sind die Spirallinien dichter gestellt, als im oberen und etwas weniger kräftig. An den Kreuzungsstellen der Querlinien mit den spiralen Linien werden nicht Knötchen gebildet, sondern nach vorwärts geneigte Erhöhungen, welche die Lage der Dachziegeln nachahmen. Die Windungen besitzen ferner je zwei nicht sehr stark vorspringende Querwülste, welche, wie es scheint, nicht ganz regelmässig über die ganze Schale herabgehende Reihen bilden; doch liess sich über dieses Verhältnis bei dem nicht ganz befriedigenden Erhaltungszustand des Stückes nicht mit voller Sicherheit entscheiden. In der Nähe der Aussenlippe, nicht weit hinter derselben, befindet sich der letzte Querwulst. Die gitterförmige Zeichnung geht ungehindert über die Querwülste hinweg, nur sind daselbst die Querlinien dichter gestellt, als auf dem übrigen Schalentheil.

Die Basis und die Mündung sind sehr schlecht erhalten. Die Innenlippe ist einfach, mit schwachem Callus versehen, welcher die Spiralstreifen der gerundeten Basis zum Theil verdeckt. Das Spindelende bildet mit der wulstig verdickten und schwach zurückgeschlagenen Aussenlippe einen stumpfen Winkel. Die Mündung ist rundlich eiförmig.

Sämmtliche generische Merkmale, — die Form des Gehäuses, die gewölbten tief abgesetzten Umgänge mit gitterförmiger Zeichnung und Wulstreihen, der Bau der Basis und die Dünnheit der Schale stimmen so vortrefflich mit der Diagnose der von Zittel[1]) neu aufgestellten Gattung überein, dass über die Zugehörigkeit dieser Art zu der angezogenen Gattung kein Zweifel obwalten kann.

Onkospira multicingulata Zitt. kann wohl als die nächststehende Form bezeichnet werden, von welcher sich *Onkosp. Zitteli* durch die

[1]) Gastropoden d. Stramberger Schichten.

Beschaffenheit der blättrigen, schief vorstehenden Querstreifen gut unterscheiden lässt.

Von dieser Form sind nur zwei Exemplare vorhanden.

Pseudomelania lineata Sow.

Synon. bei Laube Gastropoden v. Balin, Denkschr. der k. Acad. d. Wiss. 1867. S. 6.

Ein ziemlich mangelhaft erhaltenes Exemplar glaube ich mit dieser weitverbreiteten und langlebigen Form identificiren zu sollen, da die Uebereinstimmung eine ganz befriedigende ist. Aehnliche Formen beschrieb Meneghini (Atti della Soc. Tosc. di Sc. nat. IV. 1880, pag. 12, Tab. II, Fig. 6, 7—8, 9) aus dem Oolith vom Monte Pastello.

Nerita cf. ovula Buv.

Taf. IX, Fig. 1.

cf. d'Orbigny Pal. fr. terr. jur. II, Taf. 302, Fig. 10, 11.

Höhe	18 Mm.
Breite	17 „
Mündungshöhe	14 „

Das länglich ovale, aufgeblähte Gehäuse besteht aus dem glatten Nucleus und zwei rasch an Grösse zunehmenden Umgängen. Die Schale des ersten Umganges ist durch zahlreiche der Naht parallel laufende Spirallinien ausgezeichnet, in welchen dicht auf einander folgende punktförmige Vertiefungen gelegen sind. Auf dem zweiten Umgange aber verliert sich allmälig diese Punktirung der Spirallinien, die selbst bedeutend schwächer werden, um schliesslich fast ganz zu verschwinden, in demselben Masse gewinnen aber die schief nach rückwärts gerichteten Anwachslinien an Deutlichkeit und Stärke. Die Mündung ist länglich halbkreisförmig, mit scharfem Aussenrande versehen. Die Columellarseite wird von callöser Substanz bedeckt, die, eine kräftige flache Innenlippe bildend, ziemlich weit nach innen vorspringt, von der Aussenlippe genug scharf abgesetzt erscheint und durch zwei schwache Verdickungen, eine obere und eine untere ausgezeichnet ist. Knapp vor der Mündung senkt sich die Naht des letzten Umganges ziemlich stark, so dass das Gewinde ein verhältnismässig hohes wird.

Von *Nerita ovula*, die d'Orbigny in das Oxfordien stellt, stehen mir leider keine Vergleichsstücke zur Verfügung, die Identification konnte daher nicht mit voller Sicherheit vorgenommen werden, zumal d'Orbigny's Abbildung die punktirten Spiralstreifen des ersten Umganges fehlen und auch in der Beschreibung keine Erwähnung davon geschieht. Da dieses Merkmal jedoch sehr minutiös und nur bei gutem Erhaltungszustand sichtbar ist, so konnte es möglicherweise übersehen worden sein. Im Uebrigen ist jedoch die Uebereinstimmung so gross, dass es mir zu gewagt schien, eine neue Art aufzustellen. Der Vergleich mit gut erhaltenen Exemplaren von *N. ovula* würde diese Zweifel wohl leicht zu lösen vermögen.

Als nahestehende Form ist zunächst *Nerita ovata Röm.* zu nennen, deren Form von oben her betrachtet, einen fast kreisrunden Umriss

besitzt, während die beschriebene Form in derselben Ansicht länglich oval gestaltet ist, so dass eine Identification beider unmöglich ist. Ueberdies hat *Nerita ovata* nach Seebach (Hannover'scher Jura, S. 132) eine Kerbe am Aussenrande und gehört daher zu *Neritoma Morr.* *Nerita transversa Seeb.* aus dem Kimmeridgien (Hannov. Jura, S. 131, Taf. VII, Fig. 1) hat eine mächtigere Spindelplatte, weniger erhabene Spira, und ist noch stärker quergezogen, kann daher nicht verwechselt werden. Von *N. hemisphaerica Röm.* (Norddeutsches Oolithengeb. S. 156 Taf. 10, Fig. 7) unterscheidet sich *Nerita cf. ovula* durch die Flachheit der Columellarregion, das höhere Gewinde und deutlichere Spindelplatte.

Wie sich die angezogenen verwandten Formen hinsichtlich der punktirten Spirallinien der ersten Windung verhalten, konnte nicht eruirt werden. Die Autoren erwähnen nichts vom Vorhandensein derselben. Sollten sie in Wirklichkeit fehlen, so wäre auch dies ein wichtiges unterscheidendes Merkmal. Liegt in blos einem Exemplare vor.

Neritopsis obsoleta n. f.

Taf. IX, Fig. 2.

Höhe der Schale 13 5 Mm.
Durchmesser der Schlusswindung 14 Mm.

Die Schale ist bauchig, schief halbkugelig, und besteht ausser den Embryonalwindungen aus zwei rasch anwachsenden Umgängen. Nur der erste zeigt die für dieses Genus so charakteristische Sculptur. Es verlaufen daselbst zahlreiche Spirallinien, von welchen einige stärker sind, als die übrigen. Sie werden von etwa 6 kräftigen Querwülsten gekreuzt. Die Schlusswindung erweitert sich gegen die Mündung zu sehr stark und bildet unter der Naht eine fast ebene, sehr langsam abfallende Fläche; ihre ganze Oberfläche ist mit dicht stehenden, zahlreichen, feinen Spirallinien versehen, über welche nur die schwach erhabenen Anwachslinien verlaufen, Querwülste fehlen vollständig. Die Mündung ist länglich oval, sehr gross, höher als breit. Die Innenlippe ist verhältnismässig breit, flächenförmig erweitert und callös entwickelt. Sie verdeckt den Nabel fast ganz, der nur durch eine seichte Nabelspalte erkennbar bleibt. Der für die Gattungsbestimmung so charakteristische Ausschnitt der Innenlippe ist ziemlich lang und deutlich entwickelt. Die Aussenlippe ist nur theilweise erhalten; sie ist scharf und von der Innenlippe ziemlich gut gesondert.

Diese Art zeigt viel Aehnlichkeit mit *Neritopsis taeniolata Héb. et Desl.* von Montreuil-Bellay, von welcher sie sich durch die Sculptur des ersten Umganges und die viel breitere, mit einem grösseren Ausschnitt versehene Innenlippe und die längliche Mündung unterscheidet. Auch *Neritopsis Bajocensis d'Orb.* und *Baugieriana d'Orb.* fallen in denselben Formenkreis, doch lassen sie sich durch bedeutendere Grösse, auch auf der Schlusswindung vorhandene Querrippen und die Beschaffenheit der Mündung leicht auseinander halten. Gross ist ferner auch die Aehnlichkeit mit der tithonischen *Narica ventricosa Zitt.*, doch gehört diese Form sicher dem besagten Genus an, so dass keine Verwechslung zu befürchten ist.

Das von Herrn Zareczny[1]) namhaft gemachte Vorkommen von *Narica ventricosa* von Maruszyna ist wohl auf diese Art und nicht auf *Neritopsis Haueri* (Beitr. z. Kenntn. etc. S. 653) zu beziehen. Liegt in 2 Exemplaren vor.

Chrysostoma Swainson 1840.

Unter diesem Gattungsnamen führe ich vier interessante Species auf, von welchen eine, *Chr. Sturi* bereits in meiner früheren Arbeit beschrieben wurde. Sie gehören einer Gruppe von Formen an, die sich durch niederes Gewinde, meist stark gewölbte Umgänge, dicke, glatte, porcellanartige Schale, fast kreisförmige Mündung, mit abgestutzten, aber nicht wie bei *Crossostoma Morr. et Lyc.* verdickten Mündungsrändern auszeichnen. Besonders charakteristisch erscheint das Merkmal, dass die Innen- und Aussenlippe untrennbar in einander übergehen. Die älteren Autoren bezeichneten diese Formen als *Turbo*, *Trochus* oder *Monodonta*. Der letztere Vorgang lässt sich bis zu einem gewissen Grade dadurch vertheidigen, dass die Innenlippe in der That meist eine, wenn auch schwache, Verdickung erkennen lässt.

Alle die angeführten Merkmale sprechen unzweifelhaft für die Einreihung dieser Formen, namentlich der erstbeschriebenen zu *Chrysostoma*; die drei folgenden, *Chrysostoma carinatum*, *intermedium* und *lateumbilicatum* lassen einige Abweichungen erkennen, welche eine Rechtfertigung der Zustellung zu *Chrysostoma* nothwendig erscheinen lassen. Sie erhalten nämlich auf dem letzten Umgange einen Kiel, ähnlich wie dies bei den in dieselbe Familie gehörenden Gattungen *Pterocheilos Moore*[2]) und *Leucorhynchia Crosse* der Fall ist, der jedoch noch vor der Mündung verschwindet; auch erweitert sich bei ihnen der Nabel allmälig, bis er bei *Chr. lateumbilicatum*, der extremsten Form weit geöffnet ist, wenn auch in der Tiefe desselben die vorhergehenden Umgänge durch einen schwachen Callus bedeckt sind. Es konnte aber trotzdem eine Trennung nicht vorgenommen werden, denn *Chrys. carinatum* weicht von *Ch. Sturi* nur durch das zeitweilige Auftreten des erwähnten Kieles und etwas gewölbtere Basis ab, zwei Merkmale, die wohl nicht hinreichend sind, um damit eine generische Sonderung zu begründen. *Chrys. intermedium* und *lateumbilicatum* sind wiederum mit *Chr. carinatum* so enge verknüpft, dass eine Trennung unmöglich ist. Es mussten daher auch diese scheinbar so sehr abweichenden Formen unter demselben Gattungsnamen zusammengefasst werden.

Chrysostoma Sturi Uhl.

Tafel VIII, Fig. 1.

cf. Beiträge zur Kenntn. etc. Jahrbuch 1878, S. 654 [14], Taf. XVII, Fig. 3.

Von 12 neuerdings zu Gebote stehenden Exemplaren wurde eines von 17 Mm. Höhe und 23 Mm. Breite zur Abbildung gebracht, bei

[1]) Schriften der physiogr. Commission der Krakauer Academie d. Wissensch. Bd. 10, 1876, S 206, Taf I, Fig 2.

[2]) Quart. Journ. geol. Soc. Bd. XXIII, 1867, pag. 549.

welchem die Umgänge ziemlich gewölbt sind und die Einsenkung an der Naht gut entwickelt ist. Gleichzeitig ist die abgerundete Kante am unteren Theil der Windungen nur wenig bemerkbar. Die Basis ist schwach gewölbt, in der Gegend des callös verschlossenen Nabels ein wenig eingesenkt. Die vollständig erhaltene Mündung hat eine kreisförmige Gestalt, die äussere Lippe ist scharf, ebenso die innere, doch letztere etwas weniger, da ihre Schärfe durch den von hier ausgehenden und sich halbkreisförmig über den Nabel ausbreitenden Callus ein wenig gemildert wird. Der untere Theil der Innenlippe springt sehr schwach zahnartig verdickt vor, ohne dass es zur Bildung eines wirklichen Zahnes käme und lässt eine kurze leichte Kante gegen den Nabel zu abgehen. Die Aussenlippe zeigt von der Naht einen nur ganz schwach nach hinten gerichteten Verlauf, bildet darauf auf dem Mitteltheil des Umganges einen leichten nach vorn gerichteten Bogen, um sich sodann mit der Innenlippe zu vereinigen. In der Nähe der Mündung verlässt der Umgang die normale Aufwindung, indem er sich zwar wenig, aber doch merklich gegen den Nabel senkt. Die Schale ist glatt, die Wachsthumslinien nur unter der Lupe zu sehen.

Durch die mehr gerundeten Umgänge einzelner Exemplare, wie gerade des beschriebenen nähert sich *Ch. Sturi* noch etwas mehr an *Ch. ovulata Héb. et Desl.*[1]) an, jedoch die Grösse des Gehäuses von *Ch. Sturi*, die abgeflachte Form der Windungen in der Nahtgegend, sowie die sehr vollständige Continuität des oberen Theiles der Innenlippe mit der Aussenlippe ermöglichen leicht die Unterscheidung. *Turbo Erinus d'Orb.* aus dem „Corallien" weicht durch stärker gerundete Umgänge und deutlicheren Nabel ab. Sehr nahe verwandt ist die von Laube *Chrysostoma Acmon. d'Orb.* genannte Art, die mit unserer besser übereinzustimmen scheint, als mit der Abbildung d'Orbigny's, die sich auf eine Form mit etwas spitzerem Gewinde und getrennten Mundrändern[2]) bezieht. Auch *Turbo Crossei Souv. et Rig.* (Journ. de Conch. 1872, II. ser. t. 12, S. 168, pl. VIII, Fig. 1) ist sehr ähnlich, besitzt aber in der kleineren Grösse und gerundeteren Windungen unterscheidende Merkmale.

Chrysostoma carinatum n. f.

Taf. VIII, Fig. 2.

Höhe 16 Mm.
Breite 22·5 Mm.
Höhe des letzten Umganges 12 Mm.

Das flach kegelförmige Gehäuse dieser interessanten Art besteht aus vier glatten, rasch anwachsenden Umgängen, welche bis zu einem Durchmesser von 11 Mm. schön gewölbt erscheinen. Dann aber legt sich am Mitteltheil des Umganges eine ziemlich scharfe Kante an, welche die Länge von etwa einem halben Umgang besitzend, in der Nähe des Mundrandes plötzlich wieder verschwindet. Dadurch erscheint

---

[1]) Mém. sur les Foss. de Montreuil-Bellay. Tb. II, Fig. 9.

[2]) Dies dürfte auch der Grund sein, weshalb Stoliczka den *Trochus Acmon. d'Orb.* in die Untergattung *Oxytele* verweist, cf. Palaeont. Indica, Bd. II, S. 362.

die Windung in dem Theile derselben, in dem die Kante auftritt, von oben her abgeflacht, nimmt aber gegen die Mündung zu wieder eine gleichmässig gerundete Form an. Die Anlage dieser Kante beginnt zuweilen mit dem letzten Umgange, meist aber etwas später in ganz allmäliger Weise, während das Aufhören derselben ein plötzliches ist, so dass dadurch eine deutliche Knickung der Involutionsspirale hervorgerufen wird.

Die Basis ist glatt, ziemlich stark gewölbt, besonders in der Nähe der Mündung, wo der Umgang eine vollständig gerundete Form annimmt. Der Nabel ist durch einen von der Innenlippe ausgehenden kräftigen Callus vollständig geschlossen. Die Mündung ist kreisrund; Innen- und Aussenlippe sind mit einander continuirlich verbunden und erscheinen scharf abgestutzt.

Der äussere Mundrand hat einen ähnlichen Verlauf, wie bei *Chrysostoma Sturi*, nur ist die Mündung weniger schief gestellt, wie bei der genannten Art. In der Nähe der Mündung ist der Umgang etwas nach abwärts gedrückt. Die Schale ist glatt, porzellanartig glänzend; unter der Lupe sieht man zahlreiche dem Mundrand parallele feine Anwachslinien.

Diese Art ist dem *Ch. Sturi* ziemlich ähnlich, lässt sich jedoch durch die seitliche Kante des letzten Umganges, die gewölbtere Basis und die weniger schief gestellte Mündung leicht unterscheiden.

Untersucht wurden 6 Exemplare.

Chrysostoma intermedium n. f.

Taf. VIII, Fig. 4.

Dimensionen: Höhe 20 Mm.
Breite 26 Mm.
Höhe des letzten Umganges 13·5 Mm.

Eine der vorhergehenden nahestehende Form, die sich jedoch durch mehrfache Abweichungen auszeichnet und sich dadurch leicht unterscheiden lässt. Auch sie hat ein flach kegelförmiges, glattes Gehäuse von porzellanartiger Beschaffenheit, das aus mindestens 4 Umgängen zusammengesetzt wird. Die Umgänge sind schon in der Jugend wenig gewölbt und von oben her abgeflacht. Mit Beginn der letzten Windung bildet sich in der Mitte des Umganges, oder mehr im unteren Theile desselben, allmälig eine scharf hervortretende Kante, die genau so wie bei der vorhergehenden Art gegen die Mündung zu plötzlich wieder verschwindet, während der ältere Theil des letzten Umganges in Folge der Kantenbildung eine von oben ziemlich abgeflachte Form erhält, zeigt sich der vor der Mündung gelegene Theil desselben durch das plötzliche Verschwinden der Kante gleichmässig und stark gerundet.

Die Basis ist ziemlich stark gewölbt, der Nabel vertieft und durch die von der Innenlippe ihren Ausgang nehmende Callosität nur unvollkommen verdeckt.

Die Mündung ist kreisförmig, von den Mundrändern ist nur der innere gut erhalten, er zeigt viel Uebereinstimmung mit demjenigen der vorhergehenden Art, wie denn überhaupt die Beschaffenheit der Mündung bei beiden vollständig gleich gewesen sein dürfte.

Wie schon hervorgehoben, ist *Ch. intermedium* mit der vorhergehenden Form nahe verwandt, doch ist eine Vereinigung beider nicht statthaft. Die wesentlichste Abweichung beruht in dem Vorhandensein eines vertieften, durch den Callus nur unvollkommen ausgefüllten Nabels bei der ersteren Form, bei der ausserdem noch die Kante schon etwas früher zum Vorschein kommt. Endlich dürfte auch der bedeutenderen Grösse des *Ch. intermedium* einige Bedeutung zukommen, da man nach der gleichmässigen Entwicklung der Kante annehmen muss, dass beide Formen in dem abgebildeten Stadium ihre definitive Gestalt und Grösse erreicht haben.

Berücksichtigt man auch noch die nächstfolgende Art, *Chrysostoma lateumbilicatum n. f.*, die mit einem weiten, unverschlossenen Nabel ausgestattet ist, so ergibt sich, dass *Chr. intermedium* bezüglich der Ausbildung des Nabels zwischen *Chr. carinatum* und *Chr. lateumbilicatum* gerade die Mittelstellung einnimmt und den Uebergang von dem einem zu dem anderen Extreme herstellt.

Liegt in nur zwei gut erhaltenen Exemplaren vor.

Chrysostoma lateumbilicatum n. f.

Taf. VIII. Fig. 3, 5.

Dimensionen: Höhe 16 Mm., 14 Mm.
Breite 27 Mm., 21 Mm.
Höhe des letzten Umganges 11·5 Mm., 10 Mm.

Da die beiden vorhergehenden Formen, die der zu beschreibenden sehr nahe verwandt sind, ziemlich ausführlich abgehandelt wurden, so dürfte es wohl genügen, wenn ich mich bei der vorliegenden auf die Angabe der abweichenden Merkmale beschränke. *Chr. lateumbilicatum* hat ungefähr dieselbe Grösse, wie *Chr. carinatum*, ist jedoch merklich flacher. Auf dem letzten Umgange tritt ebenfalls eine vor der Mündung plötzlich erlöschende Kante auf, die sich jedoch schon etwas früher anzulegen scheint, als bei den vorher beschriebenen Formen. Die Basis ist ziemlich stark gewölbt und durch das Vorhandensein eines sehr weiten, offenen Nabels ausgezeichnet, in dessen Tiefe ein nur schwacher Callus die vorhergehenden Umgänge verdeckt. Am Nabel nimmt eine leichte Verdickung ihre Entstehung, welche gegen die Innenlippe zu verläuft. Die Mündung ist kreisrund und zeigt, dass in dieser Hinsicht kein wesentlicher Unterschied gegenüber den vorhergehenden Arten vorhanden ist.

Untersucht wurden 5 Exemplare.

Vitrinella perampla n. f.

Taf. IX, Fig. 19.

Breite 19·5 Mm.
Höhe 13 Mm.

Diese Art besitzt ein sehr flaches, rundes Gehäuse, welches aus drei rasch anwachsenden, an der Naht ebenen und seitlich stark gerundeten Umgängen zusammengesetzt wird. Die Schale ist dünn, glatt,

und lässt nur feine, dem Mundrand parallele Anwachslinien erkennen, die mit freiem Auge eben noch sichtbar sind. Knapp vor der Mündung erscheint der letzte Umgang stark herabgesenkt; die Mündung selbst ist kreisrund, die Mundränder sind stumpf, ziemlich stark verdickt und vollkommen zusammenhängend. Die Basis ist gewölbt, von dem seitlichen Theil des letzten Umganges nicht geschieden, in der Mitte mit einem weiten, offenen Nabel versehen, dessen Tiefe, so viel sich erkennen lässt, wahrscheinlich nicht oder nur mit ganz schwachem Callus erfüllt ist.

Die generische Stellung dieser Art lässt sich augenblicklich schwer präcisiren. Die äussere Form des Gehäuses, sowie die glatte, unverzierte Schale und die Beschaffenheit der Mündung sprechen für die Zugehörigkeit dieser Form in die Familie der Rotellinen, für welche freilich die callöse Nabelausfüllung Regel ist, während der offene Nabel hingegen eine Annäherung an die jedoch stets mit Sculptur versehenen Gehäuse der Litiotiden bedingt. Nur die für kleine, meist westindische Schnecken aufgestellte Gattung *Vitrinella* begreift auch Formen, die mit unverdecktem Nabel versehen sind. Die Zustellung zu dieser Gattung dürfte dadurch einigermassen gerechtfertigt erscheinen, obwohl sie nur als provisorisch bezeichnet werden kann.

Vitrinella perampla hat viel Aehnlichkeit mit *Teinostoma Neumayri Gemm.* (Sopra alc. faune giur. e lias. etc., tab. XXVII, Fig. 15, 16, S. 344), unterscheidet sich aber durch den offenen Nabel und stärker herabgezogene und kreisförmige Mündung. Noch grösser scheint die Verwandtschaft mit *Delphinula reflexilabrum Horne*[1]) (non d'Orb.) zu sein, von welcher unsere Form namentlich durch das raschere Anwachsen der Umgänge und die weniger stark verdickte Aussenlippe abweicht. Auch *Turbo toriniaeformis Noetling*[2]) ist eine verwandte Form, die sich namentlich durch ein höheres Gewinde auszeichnet.

Trochus Linné s. str.

Zu *Trochus* im engeren Sinne (mit den Untergattungen *Carinidea*, *Trochus*, *Polydonta*, *Cardinalia*, *Tectus*) stelle ich nunmehr eine Art, die ich früher als *Onustus Suessi* beschrieben habe.

Das reichlichere, mir jetzt zu Gebote stehende Material enthält zwei Arten, welche sich in generischer Hinsicht vielfach enge an die genannte anschliessen, jedoch eine Zustellung zu *Trochus* nothwendig machen. Das ziemlich steile Gewinde, der Mangel jedweden Nabels oder das Vorhandensein eines falschen Nabels, die Entwicklung einer deutlichen Columella, schwache zahnartige Bildungen bei einzelnen dieser Formen deuten entschieden auf *Trochus* im engeren Sinne hin, wenn auch einige Merkmale, wie besonders der Randsaum der Schale, lebhaft an gewisse *Onustus* erinnern, die ja auch zuweilen mit sehr engem, beinahe fehlendem Nabel versehen sind.

---

[1]) Moore in Quart. Journ. geol. Soc. XXIII, 1867, pl. 17, Fig. 8, 9, S. 544.
[2]) Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellsch., 1880, pag. 331, Taf. XIV, Fig. 10.

Eine der beschriebenen Formen lässt sich sehr gut in die Untergattung *Tectus* stellen, während die anderen am besten mit der Untergattung *Carinidea* verbunden werden können.

Trochus (Carinidea) Suessi Uhl.[1])

Taf. VII, Fig. 12—14.

cf. Beiträge zur Kenntn. Jahrbuch 1878, S. 650 [10], Taf. XVI, Fig. 4, 5.

Von dieser schönen Art liegen nunmehr über 20 Exemplare vor, so dass sich noch einige wesentliche Bemerkungen zu der bereits gegebenen Beschreibung hinzufügen lassen. Einzelne Exemplare haben ein flacheres Gehäuse und grösseren Gewindewinkel, als die zuerst abgebildeten; auch sind zuweilen die Spiralstreifen so stark, dass sie deutlicher hervortreten, als die schief nach hinten gerichteten Wachsthumslinien.

Die Randausbreitung der Schale ist trotz des meist trefflichen Erhaltungszustandes nur selten gut zu sehen. Sie ist äusserst dünn und gebrechlich und wenigstens auf der Unterseite durch eine deutliche spirale Furche, welche den eigentlichen Rand darstellt, von dem übrigen Theile der Basis abgetrennt. Die Randausbreitung setzt sich oft noch weit über die Furche hinaus fort und scheint keine regelmässige Begrenzung zu besitzen. Auf der Oberseite ist die Randausbreitung von dem übrigen Schalentheil nicht zu unterscheiden, die Anwachsstreifen und die Spirallinien laufen ungehindert über dieselbe hinweg. Bei den meisten Exemplaren ist sie bis auf die erwähnte Furche der Unterseite abgebrochen, auf Abdrücken hingegen lässt sie sich gut verfolgen (cf. Fig. 14).

Die Basis konnte bei mehreren Exemplaren beobachtet werden. Zu der Beschreibung derselben muss noch hinzuerwähnt werden, dass die verdickte Innenlippe in der Nähe des Nabels eine zahnartig gegen die Mündung zu vorspringende Verdickung besitzt; die Aussenlippe ist nicht erhalten.

Carinidea Suessi steht dem *Onustus Lorteti Dum. et Fon.*[2]) aus den *Opalinus*-Schichten von St. Quentin (Isère) ziemlich nahe, lässt sich jedoch durch das Vorhandensein der Spiralstreifung, die Beschaffenheit des Aussenrandes, sowie die Ausbildung des Nabels leicht unterscheiden.

Die Zustellung zu der Untergattung *Carinidea Swainson* (*syn. Infundibulum Montf.*) dürfte mit Rücksicht auf die Entwicklung eines falschen Nabels und einer undeutlich zahnartigen Verdickung, sowie den gekielten Schalenrand gerechtfertigt erscheinen.

---

[1]) Ch. Mayer beschrieb unter dem Namen *Trochus Suessi* eine eocäne Form (Journ. de Conchyl., 1870, pl. XI, Fig. 4, p. 328), die nach eigener Angabe des Autors zu *Monodonta* gehört; es kann daher für unsere Species der früher gegebene Name wohl unverändert verbleiben.

[2]) Descript. d. Ammonites de la Zone à Am. tenuilobatus par E. Dumortier et F. Fontannes, 1876, S. 24, Taf. III, Fig. 10.

Trochus (Carinidea) rhombifer n. f.

Taf. VII, Fig. 15, 16.

Höhe 22 Mm.
Breite 21 Mm.

Die äussere Gestalt, die Form und Zahl der Umgänge ist ungefähr dieselbe, wie bei der vorhergehenden Art; die Randausbreitung ist ebenfalls deutlich abgesetzt, horizontal oder etwas nach aufwärts gebogen, jedoch nicht so stark entwickelt wie bei *Carinidea Suessi.* Sehr schön und charakteristisch ist die Sculptur, die sich aus zwei Elementen zusammensetzt, ziemlich dichten, geraden Querrippen, welche von wenigen kräftigen, aber dichteren und sehr schief nach hinten gestellten Linien gekreuzt werden, jedoch ohne dass an den Kreuzungsstellen deutliche Knötchen zur Entwicklung kämen. Es erscheint dadurch die ganze Oberfläche mit einem Netz von schief gestellten Rhomboiden bedeckt. Die Basis ist fast flach, nur sehr wenig gewölbt, mit dichten, nach vorn geschwungenen Anwachslinien bedeckt, von den seitlichen Theilen des letzten Umgangs durch den erwähnten Randsaum abgeschieden; der Rand der Basis erscheint den Querrippen entsprechend gezackt. Der Nabel ist bis auf eine nur leichte Nabelritze geschlossen, die Innenlippe verdickt, Callusentwicklung gering. Die Form der Mündung wie bei *Carinidea Suessi.*

Nicht geringe Aehnlichkeit mit der beschriebenen Form hat *Onustus papyraceus Héb. et Desl.* (Fossil. de Montreuil-Bellay, pl. IX, Fig. 3, pag. 52), unterscheidet sich jedoch durch flacheres Gehäuse und entfernter stehende Querrippen; die Basis ist fast ganz übereinstimmend gebildet, nur ist die Innenlippe bei *Carinidea rhombifer* stark verdickt, was bei *Onustus papyraceus* nicht der Fall ist. Namentlich der letztere Umstand, verbunden mit dem viel steileren Gewinde der abgehandelten Form deuten darauf hin, dass sie als *Carinidea* anzusprechen sei. Auch hat ihre Sculptur mit derjeniger des recenten *Tr. concavus Gmel.* (Typus des subgen. *Carinidea*) viel Aehnlichkeit.

Liegt in 8 gut erhaltenen Exemplaren vor.

Trochus (Tectus) circumspinatus n. f.

Taf. VII, Fig. 17—20.

Höhe 22 Mm.
Breite 20 Mm.

Das Gehäuse hat auch bei dieser Art eine kegelförmige Gestalt und besteht aus etwa 10 abgeflachten Umgängen. Unterhalb der Naht sind dieselben etwas gewölbt, weiter unten hingegen erscheinen sie eingesenkt und gehen sodann in einen breiten, horizontalen oder sogar etwas nach aufwärts gebogenen Randsaum über. Die ganze Schale ist mit dichten Wachsthumslinien versehen, welche in der Nähe der oberen Naht nur wenig, gegen den Rand zu sehr schräg gerichtet sind; einzelne von ihnen treten kräftiger, fast wulstartig vor. Ausserdem sind noch unter der Loupe einzelne, sehr schwache Spirallinien zu sehen, die jedoch gegen die Anwachsstreifen sehr zurücktreten. Auf den Anfangswindungen dagegen sind die Spirallinien viel besser entwickelt und

zeigen sogar an den Kreuzungsstellen mit den Anwachsstreifen schwache, zierliche Knötchen. Die saumartige Randverbreitung ist mit langen Dornen ähnlichen Fortsätzen versehen, welche horizontal oder etwas nach aufwärts gerichtet sind, deren Spitze jedoch meistens abgebrochen ist. Ein Exemplar lässt wenigstens den Abdruck eines sehr vollkommen erhaltenen Stachels erkennen, woraus hervorgeht, dass die Länge desselben ungefähr die Hälfte der Höhe eines Umganges betrug und die Unterseite mit radialer Streifung versehen war. Die Stacheln sind nicht streng radial nach aussen gerichtet, sondern mehr nach vorne geneigt und auf der Unterseite besser zu sehen, als auf der Oberseite, wo sich die Schale saumartig über dieselben ausbreitet. Die Zahl der Stacheln beträgt auf einem Umgange von 27 Mm. Durchmesser etwa 26—28.

Die Basis ist fast flach, nur sehr wenig gewölbt und in der Nähe des Randes mit etwa 10—12 Spirallinien geziert, welche in der Nähe der Stacheln diesen entsprechende Zackungen erkennen lassen. Ausserdem gehen aus der Nabelgegend radiale, nach vorn geneigte und geschwungene schwache Anwachslinien aus, welche dem Innenrande der Mündung parallel laufen. Der Nabel ist durch die verdickte Innenlippe, deren Callus einen grossen Theil der Basis kreisförmig bedeckt, vollkommen geschlossen, eine nur ganz schwache Einsenkung bleibt an seiner Stelle zurück. Die Mündung hat einen gerundeten, schief parallepipedischen Querschnitt. Die Innenlippe zeigt in der Nähe des Nabels, ähnlich wie bei *Onustus Suessi* eine callöse zahnartige Verdickung. Die Beschaffenheit der Aussenlippe ist unbekannt.

Von dieser schönen, durch 10 meist wohlerhaltene Exemplare vertretenen Art müssen zwei Varietäten unterschieden werden, die eine (Fig. 17) ist durch flacheres Gehäuse, wenig gewölbte Basis ausgezeichnet, die andere (Fig. 18) dagegen ist mehr spitz kegelförmig, zeigt eine etwas gewölbtere Basis und eine sehr kräftige Spindel. Im Uebrigen ist jedoch die Uebereinstimmung eine so vollständige, dass an eine specifische Trennung nicht wohl gedacht werden kann.

Onustus Lorteti Font. et Dum. ist eine ähnliche Form, von welcher die beschriebene durch den vollkommen geschlossenen Nabel, die weniger schrägen Anwachslinien, die Wölbung der sonst flachen Umgänge unterhalb der Naht und die abweichende Gestaltung des Schalenrandes unterschieden ist. Viel bedeutender ist die Verwandtschaft mit dem cretacischen *Trochus* (*Tectus*) *Guerangeri d'Orb.*, der sich hauptsächlich durch die mehr abgeflachten Umgänge und geringere Entwicklung des Stachelsaumes unterscheidet.

Das spitz kegelförmige, aus flachen Umgängen zusammengesetzte Gehäuse und die kräftige Spindel rechtfertigen die Zustellung dieser Form zu der Untergattung *Tectus Montf.*

Trochus disputabilis n. f.

Taf. VIII, Fig. 7, 8.

Das schlank thurmförmige Gehäuse wird aus mehreren, wenig gewölbten Umgängen zusammengesetzt, deren Zahl nicht genau be-

kannt ist. Dieselben sind mit einer feinen, äusserst zierlichen gitterförmigen Zeichnung bedeckt, welche durch die Kreuzung von schwach nach rückwärts geschwungenen Querlinien mit den der Naht parallel laufenden Längslinien entsteht. Im unteren Theil der Windung verläuft ein deutlich hervortretender Kiel, welcher aus einer Reihe länglicher, den Spirallinien parallel gerichteter, stachelartiger Erhöhungen besteht, die auch auf dem Steinkerne als längliche Höcker sichtbar sind. In der Umgebung derselben erscheint die gitterförmige Zeichnung weniger regelmässig. Während auf dem oberhalb der Stachelreihe gelegenen Theile der Umgänge sämmtliche Spirallinien gleich stark sind, wechseln auf dem unteren Schalentheile stärkere und schwächere Spirallinien in der Weise, dass zwischen je zwei stärkere eine schwächere eingeschaltet ist. An der unteren Naht befindet sich eine Spirallinie, die mit deutlicheren, etwas weiter auseinander stehenden Knötchen versehen ist.

Die Basis und die Mündung sind nicht sehr gut erhalten; die erstere ist wenig gewölbt, vom gerundeten Theil des Umganges scharf abgesetzt und mit zahlreichen Spiralstreifen bedeckt, gegen welche die geschwungenen Radiallinien an Stärke und Deutlichkeit sehr zurücktreten. Der Nabel ist geschlossen, die Mündung hat eine gerundet vierseitige Form, die Aussenlippe ist nicht erhalten.

Die Schale ist dünn, am Steinkerne ist nur die Stachelreihe gut zu sehen, die Gitterzeichnung fast gar nicht.

Von dieser schönen Art sind leider nur drei, nicht vollständig erhaltene Exemplare vorhanden, das grösste derselben hat eine Breite von 20 Mm. ein anderes hat bei 16 Mm. Breite eine Höhe von etwa 28 Mm. (approx.), die Höhe des letzten Umganges beträgt bei demselben Exemplare 9 Mm.

Die Formverhältnisse dieser schönen Art sind so eigenthümlich, dass eine Verwechslung mit anderen kaum zu befürchten ist. Besonders auffallend ist die Beschaffenheit der flachen, gegen den Nabel zu eingesenkten Basis, die von dem gewölbten Schalentheil ganz nach Art der Pleurotomarien abgesetzt erscheint. Die Schalenverzierung erinnert einigermassen an gewisse *Amberleya*- und vielleicht noch mehr an manche *Ziziphinus*-Arten. Es war mir nicht möglich, diese Art in eine Untergruppe zu verweisen, und es musste daher zu der sehr allgemeinen Bezeichnung *Trochus* (im weitesten Sinne) Zuflucht genommen werden, da das geringe, überdies mangelhafte Material kaum als Grundlage für eingehendere Studien dienen konnte.

Pleurotomaria granulata Sow.

Sowerby Min.-Conch., Tab. 220, Fig. 2.

Diese weit verbreitete gemeine Art liegt in 7 Exemplaren mit fast ganz flachem oder stumpf kegelförmigem Gehäuse vor, die sich sehr genau der Varietät *granulata lentiformis* Deslongchamps (Mém. sur les Pleurotom. Mém. Soc. Linn. de Normandie, VIII, Tab. XVI, Fig. 4) anschliessen. Ein Exemplar dieser Art wurde von Herrn Zareczny [1]) als *Pleurotomaria Zeuschneri n. f.* beschrieben.

[1]) Sprawodzanie Komisyi fizograficznej w Krakowie, 10. Bd., 1876, S. 207, Taf. I, Fig. 4.

Pleurotomaria f. ind.

Ein leider sehr schlecht erhaltenes Stück vertritt eine kegelförmige Art mit abgeflachten Umgängen, bei welchen die Basis vom übrigen Schalentheil durch eine ziemlich scharfe Kante getrennt ist. Oberhalb derselben steigt die Schale sehr steil an und ist mit einem auffallend breiten, von zwei Kielen begrenzten, vertieften Bande versehen; darüber folgt der flache, dachförmige Schalentheil. Oberfläche gegittert, Basis spiral gestreift, Nabel eng, aber offen.

Obwohl diese Form des schlechten Erhaltungszustandes des einzigen vorliegenden Exemplares wegen nicht eingehender behandelt werden kann, so musste ihrer doch aus dem Grunde Erwähnung geschehen, weil sie mit der triadischen *Pl. subscalariformis Hörn.* [1]) von der Teltschen bei Aussee und der unterliasischen *Pl. Sturi Neum.* [2]) sehr nahe verwandt ist, während sich unter jurassischen Typen kaum eine vorfindet, die auf eine engere Beziehung schliessen liesse (vielleicht *Pl. subdecorata Mü*).

Rimula inaequalicostata n. f.

Taf. VIII, Fig. 9, 10.

Länge 26 Mm.
Breite 22 Mm.
Höhe 7 Mm.

Der Umriss des niedrig napfförmigen Gehäuses ist ein ovaler, der Wirbel ist zurückgewendet, nicht spiral eingerollt, merklich vor der Mitte gelegen, die Länge ist ungefähr $1^1/_2$mal so gross als die Breite. Der hintere längere Theil der Schale fällt fast flach gegen den Rand ab, während der kürzere vordere gewölbt ist.

Vom Wirbel strahlen ungefähr 34 radiale, entfernt stehende, gegen unten allmälig stärker werdende Hauptrippen aus, zwischen welche sich in der Nähe des Randes oder schon etwas früher kürzere und schwächere Secundärrippen einschalten, so dass zwischen je 2 Hauptrippen eine Nebenrippe zu liegen kommt; auf dem hinteren flachen Schalentheile stehen die Rippen etwas dichter, als auf dem vorderen. Von den Anwachslinien sind nur wenige deutlich zu sehen, auch sind sie so schwach, dass die Radialsculptur durch dieselben unbeeinflusst bleibt. Der Schalenrand ist einfach.

Vom Wirbel gegen den Vorderrand zieht eine sehr kräftige Rippe, an deren Ende sich der sehr schmale, elliptische, spaltförmige Schlitz befindet. Er hat eine Länge von 3·8 Mm. und liegt etwa im ersten Drittel der gesammten Entfernung des Wirbels vom vorderen Schalenrande. Bei genauerer Betrachtung erscheint die vom Scheitel ausgehende Rippe mit geraden oder schwach nach vorn concaven Querlinien verversehen, die offenbar die jeweiligen oberen Begrenzungslinien des Schlitzes vorstellen. In der Fortsetzung desselben nach vorn befindet sich eine einfache Rippe, der auch auf dem Steinkern eine solche ent-

---

[1]) Denkschrift d. kais. Academie d. Wissensch., Wien, XII, 1856, pag. 32, Taf. III, Fig. 11.

[2]) Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst., 1879, pag. 17, Tab. I, Fig. 13.

spricht. Daraus ergibt sich, dass sich auf der Innenseite der Schale der Schlitz in eine Furche fortsetzte, die beiderseits von einer kräftigen Schalenverdickung umgeben war, jedoch nicht bis an den Vorderrand hinreichte. Die Schalenverdickung hingegen verschwindet erst knapp in der Nähe des Randes.

Unter den bekannten Formen dürfte *Rimula austriaca Hoern.* der Hierlatzschichten (Stoliczka, Sitzungber. d. kais. Akad. 1843, Taf. V, Fig. 3, S. 193) als die nächstverwandte zu bezeichnen sein, die gesammte äussere Gestalt, sowie die Berippung, besonders aber der Schlitz und die denselben umgebenden Partien sind überaus ähnlich gebildet; abweichende Merkmale sind jedoch in der geringeren Grösse der *Rimula austriaca*, sowie der fast centralen Lage ihres Wirbels und dem deutlicheren Hervortreten der Anwachslinien genügend gegeben, um eine Unterscheidung zu ermöglichen. Geringer ist Verwandtschaft mit *Rimula patellaeformis Zitt.* (Stramb. Gastrop., Taf. 51, Fig. 9, S. 470), von welcher die beschriebene Form namentlich durch regelmässigere Entwicklung der Zwischenrippen, bedeutendere Grösse und mehr dem Wirbel genäherte Lage des Schlitzes abweicht. Hinsichtlich der äusseren Gestalt und der Sculptur gleicht die beschriebene Art fast ganz der *Patella sulcata E. Desl.* (Mém. Soc. Linn. 1838, p. 115, tab. 7, fig. 9—11).

Rimula texata n. f.

Taf. VIII, Fig. 11, 12.

Länge 21 Mm.
Breite 18 Mm.
Höhe 7·5 Mm.

Das Gehäuse ist ziemlich flach, mützenförmig, von ovalem Umriss, mit stark zurückgebogenem Wirbel, der ungefähr im hinteren Viertel der Länge gelegen ist. Die Schale ist mit zahlreichen, dichten, flachen concentrischen Linien versehen, welche sich häufig spalten und dadurch bisweilen einen schwach welligen Verlauf annehmen. Darüber setzen schwache, weniger dichte Radiallinien hinweg, welche an den Kreuzungsstellen mit den concentrischen Linien kleine Knötchen bilden. Einzelne von ihnen treten etwas stärker hervor, als andere, ohne dass sich in dieser Hinsicht eine strenge Gesetzmässigkeit erkennen liesse. Auf dem hinteren Schalentheile stehen die Radiallinien etwas dichter als auf dem vorderen. Vom Wirbel gegen den Vorderrand verläuft eine von zwei flachen Furchen begleitete, abgerundete Rippe, deren oberer, für die Gattungsbestimmung massgebender Theil leider sehr schlecht erhalten ist. Auf der Unterseite der Schale entspricht der flachen Rippe eine schmale, aber scharfe, von zwei schmalen Leisten begrenzte Furche, die bis an den Schalenrand hin anhält.

Bei einem jugendlichen Exemplare, bei welchem der Wirbel noch mehr central gelegen ist, zieht sich vom Scheitel in radialer Richtung nach vorn eine 4 Mm. lange, schmale Spalte, die von zwei schwachen, aber steilen Leisten begrenzt wird. Es ist wohl möglich, dass dieselbe im Verlaufe des individuellen Wachsthums durch quere Anwachsstreifen ausgefüllt wurde und wie bei typischen *Rimula*-Arten zuletzt

nur ein definitiver Schlitz übrig blieb. Da jedoch gerade die entscheidende Stelle bei dem grösseren Exemplare zerstört ist, so muss die Gattungsbestimmung, bis nicht volltändigere Exemplare vorliegen, problematisch bleiben. Bei dem Umstande, dass auch die Schalenverzierung eine sehr eigenthümliche, von der der übrigen *Rimula*-Typen abweichende ist, erscheint es nicht unmöglich, dass hier ein neues Genus vertreten sei.

Die auf der Unterseite der Schale der flachen Rippe entsprechende schmale, aber scharfe, gegen den Vorderrand verlaufende Furche erinnert einigermassen an die von Rolle[1]) bei der tertiären *Rimula italica Rolle* bekannt gemachten Verhältnisse, wo vom Schlitz bis zum Vorderrand eine geschlossene, aber nicht überwachsene Spalte zu beobachten ist. Die Sculptur und die äussere Form der Schale hat sehr viel Aehnlichkeit mit *Patella tenuistriata E. Desl.* (Mém. Soc. Linn. 1838, tab. 7, fig. 5, 6).

Lima.

Diese Gattung ist nur durch zwei Formen vertreten, welche beide in die Formenreihe der *Lima gigantea* und *punctata* gehören. Sowerby (Min. Conch. S. 117 d. deutsch. Ausg.) stellte für diese den Gattungsnamen *Plagiostoma* auf, welchen Stoliczka (Cret. Fauna of South-India, Pelecypoda p. 413) als Untergattung dem Genus *Lima* unterordnet. Obwohl aus dieser Gruppe bereits überaus zahlreiche Arten aus den verschiedensten Schichten beschrieben wurden, die übrigens alle schwer auseinander zu halten sind, konnte doch nur eine Art mit einer bereits bekannten identificirt, die andere musste als neu beschrieben werden.

Lima (Plagiostoma) semicircularis Goldf.

Lima semicircularis Goldfuss. Petrefacta Germaniae tab. 101, fig. 6.

Ein Exemplar stimmt so vortrefflich mit der typischen Form von Bayeux, dass ich nicht anstehe, eine directe Identificirung vorzunehmen.

Lima (Plagiostoma) rupicola n. f.

Taf. IX, Fig. 4.

Lima sp. Uhlig, Beiträge z. Kenntn. Jahrb. 28, 1878. p. 655.

Längendurchmesser 28 Mm.[2])
Querdurchmesser 30 Mm.
Dicke einer Klappe 10 Mm.

Die Schale dieser Art besitzt einen schief halbkreisförmigen Umriss, ist stark gewölbt und mit deutlich übergebogenem Wirbel versehen, von welchem zahlreiche dichte und feine, mit dem freien Auge

---

[1]) Molluskenarten aus Tertiärablagerungen. Sitzungsber. der k. Akad. der Wissensch. Wien 1861, Bd. 44, S. 211, Taf. 1, Fig. 8.

[2]) Ich verstehe unter Querdurchmesser die grösste Dimension parallel dem Schlossrande, unter Längendurchmesser die grösste Dimension in der dazu senkrechten Richtung.

eben noch sichtbare Rippen radial ausstrahlen. Dieselben spalten sich zuweilen in der Nähe des Randes und werden von eben so zahlreichen concentrischen Anwachslinien gekreuzt, die im Allgemeinen einen schwach wellenförmigen Verlauf zeigen. Das letztere ist namentlich in der Nähe der Vorder- und Hinterseite der Fall, weniger in der Mitte der Schale und gegen den Unterrand zu, wo die Wachsthumslinien überhaupt weniger deutlich sind und sich oft nur durch die Punktirung erkennbar machen, die sie in den zwischen den Rippen verlaufenden Furchen zurücklassen. Einzelne von ihnen zeichnen sich vor den anderen durch grössere Stärke aus und hinterlassen dann auch auf dem Steinkerne deutliche Spuren ihres Verlaufes.

Die Ohren sind ungleich gross, das vordere ist viel kleiner als das hintere, und verliert sich fast ganz in der Lunula; diese selbst ist ziemlich tief und wird von einer etwas abgerundeten, nach unten zu schwächer werdenden Kante begrenzt, in deren Nähe die Radialrippen am stärksten hervortreten. Die zierliche, horizontal gestreifte Schlossplatte bildet ein niedriges, nach hinten verlängertes ungleichseitiges Dreieck, und trägt die tiefe, ebenfalls nach hinten verlängerte dreiseitige Ligamentgrube. Die rechte und linke Klappe sind gleich stark gewölbt; die Schale ist dünn.

Der vorhergehenden Art steht die eben beschriebene zwar ziemlich nahe, doch ist es unmöglich, sie mit derselben zu vereinigen, da *Lima rupicola* viel gewölbter ist, stärkere Wirbel, eine grössere Schlossplatte und weniger schiefen Umriss besitzt, und bei ihr die Ungleichheit der Ohren noch mehr hervortritt, die Sculptur feiner ist, als bei *Lima semicircularis*. Als besonders ähnliche Formen müssen ferner noch hervorgehoben werden *Lima Fürstenbergensis Mösch* [1]), *L. angusta Men.* [2]), *strigillata Laube* [3]) *tenuistriata Mün.* Von der ersteren unterscheidet sich unsere Form hauptsächlich durch die stärkere Sculptur, von den folgenden durch viel grössere Wölbung der Schale und auffallendere Ungleichheit der Ohren. Am allerähnlichsten ist jedoch ohne Zweifel *Lima Deslongchampsi Stol.* [4]), eine Form, die so nahe steht, dass ich nicht im Stande bin, ein irgend bedeutendes specifisches Unterscheidungsmerkmal anzugeben und die specifische Trennung fast lediglich auf Grund der bedeutenden Altersdifferenz vorgenommen wurde.

Lima rupicola gehört zu den häufigsten Vorkommnissen, es wurden 29 Exemplare dieser Art untersucht.

Mytilus n. f. ind.

Eine schöne, grosse und flache Species von der äusseren Form des *M. sublaevis Morr. et Lyc.*, die durch schlechterhaltene Exemplare vertreten ist. Das grösste hat eine Länge von etwa 50 Mm. Die

[1]) Beiträge zur geologischen Karte d. Schweiz, Bern 1867, Taf. IV, Fig. 4, S. 307.

[2]) Fossili oolitici di Mte. Pastello. Atti della Soc. Toscana di Sc. Nat. IV, p. 23, T. XXIII. Fig. 13, cf. Quenstedt, Der Jura. Taf. 59, Fig. 11, S. 436.

[3]) Bivalven von Balin p. 15, Taf. I, Fig. 9.

[4]) Gastrop. und Aceph. d. Hierlatzsch., Sitzungsber. d. k. Akad. Wien, 43. Bd., S. 199, Taf. VII, Fig. 1.

Oberfläche der Schale ist durch eine eigenthümliche Runzelung ausgezeichnet.

Inoceramus cf. fuscus Quenst.

cf. Quenstedt, Der Jura. S. 355, Tab. 48, Fig. 18.

Zwei leider mangelhaft erhaltene Exemplare stehen jener Muschel sehr nahe, die von den Autoren gemeiniglich unter dem angezogenen Namen oder als *J. amygdaloides Goldf.* citirt wird; vollständige Uebereinstimmung ist jedoch nicht vorhanden, da die vorliegenden Stücke eine viel schlankere und schmälere Form repräsentiren. Die Dürftigkeit des Untersuchungsmaterials verbot jedoch die Aufstellung einer neuen Art.

Gervillia n. f. ind.

Zwei leider sehr dürftig erhaltene Stücke bezeugen das Vorhandensein einer neuen Art, die durch breiten Flügel, kräftigen Mittelwulst und schief ovale Form ausgezeichnet ist. Der Erhaltungszustand, namentlich der Vorderseite, ist jedoch so schlecht, dass eine genauere Untersuchung dieser interessanten Species unmöglich war.

Posidonomya alpina Gras.

Das Vorkommen dieser Art in unserer Ablagerung ist ein ganz vereinzeltes; es liegt mir nur ein einziges Exemplar von 4 Mm. Länge vor, welches, soweit sich dies bei der geringen Grösse sicherstellen lässt, ganz mit der genannten Art der Klausschichten übereinstimmt, über die wir namentlich Herrn v. Tribolet[1]) und neuerdings Herrn Steinmann[2]) eingehende Studien verdanken. Mein dürftiges Material bietet keine Veranlassung dar, um auf die Frage der Identification der *Posid. alpina Gras* mit *P. ornati Qu.* oder *P. Buchi Röm.* näher einzugehen.

Isoarca Münster.

Im Jahre 1843 fasste Graf Münster[3]) unter diesem Gattungsnamen eine Reihe jurassischer Formen in sehr natürlicher Weise zusammen, die sich durch stark nach vorn eingerollte Wirbel, Arcaceenschloss, verhältnismässig gerundeten Buccaltheil, ein sehr schmales, oder beinahe fehlendes Ligamentfeld, dünne, gegittert punktirte Schale und sehr kräftigen vorderen Muskeleindruck auszeichnen. Von dieser Gattung konnten zwei neue Arten nachgewiesen werden, von welchen die eine, *Isoarca subtransversa*, als ein in jeder Hinsicht typischer Vertreter betrachtet werden muss, während die andere, *I. fimbriata*, im Zahnbau eine, übrigens noch nicht ganz sichergestellte Verschiedenheit erkennen lässt. Die Schalenzeichnung beider Arten ist nicht deutlich gegittert punktirt, die Anwachslinien zeigen unter der Loupe eine wellige Beschaffenheit, die aber einen ähnlichen Eindruck hervor-

---

[1]) Note sur le genre *Posidonomya* etc. Journ. de Conch. Bd. XXIV, 1876, pag. 251.

[2]) Neues Jahrbuch f. Min. etc. Beilageband II, p. 256.

[3]) Beiträge zur Petrefaktenkunde, 6. Heft, 1843, S. 81.

ruft, wie die erstere Zeichnung. Diesem Umstande dürfte übrigens nur sehr wenig Werth beizulegen sein; so sieht man z. B. bei ein und demselben Individuum von *Lima rupicola* den welligen Verlauf der Anwachslinien in die punktirte Zeichnung übergehen.

Isoarca fimbriata n. f.

Taf. IX, Fig. 7.

Längendurchmesser 24 Mm.
Querdurchmesser 23 Mm.
Dicke einer Schale 9 Mm.

Das Gehäuse dieser interessanten Species besitzt eine ungefähr abgerundet vierseitige Form und ist durch überaus kräftige Wölbung und stark eingerollte Wirbel ausgezeichnet. Vorn ist es gerade abgestutzt, hinten und am Unterrande gerundet, die Axe desselben ist nur wenig schief nach rückwärts gerichtet. Die Wirbel liegen ganz nahe dem Vorderrande des Gehäuses, welches, von vorne gesehen, eine schön herzförmige Gestalt annimmt. Die Schale ist dünn, am Rande nur wenig verdickt und zeigt scharfe concentrische Wachsthumsstreifen, welche unter der Loupe zierliche, regelmässig wellenförmige Ausbuchtungen erkennen lassen. Dieselben sind, besonders am Vorderrande, deutlich entwickelt und rufen durch ihre Regelmässigkeit den Eindruck hervor, wie wenn feine radiale Furchen über die Schale verlaufen würden.

Die Schlosslinie ist etwas kürzer als die grösste Breite der Muschel und bildet mit dem Vorderrande einen rechten oder sogar etwas spitzen Winkel, während sie rückwärts allmälig in den gerundeten Hinterrand übergeht. Ueber derselben liegt das schmale, langgestreckte und horizontal gestreifte Schlossfeld, welches nur nach rückwärts durch eine scharfe Kante vom übrigen Schalentheile abgegrenzt ist.

Das Schloss konnte nicht mit vollständiger Schärfe erkannt werden, wie es bei dieser schönen Form wünschenswerth gewesen wäre, da sich das Präpariren in dem überaus zähen Gesteine, das härter ist als die calcitische Substanz der Muschel, sehr schwierig gestaltet. Unter dem Wirbel scheint sich etwas mehr nach rückwärts ein ziemlich langgestreckter, beinahe horizontal stehender Zahn zu befinden; nach vorn von demselben liegt nur ein deutlicher, schief stehender Zahn, nach rückwärts folgen noch mehrere kleinere Zähnchen, deren Grösse gegen den Rand zu immer mehr abnimmt. Es hat demnach diese Form, wenn nicht eine Täuschung vorliegt, nicht den Schlossbau der typischen Isoarcen.

Da sie sich jedoch hinsichtlich der äusseren Form, der stark eingerollten Wirbel, des niedrigen, wenigstens auf der Hinterseite gerundeten Schlossfeldes und der Schalenzeichnung an die typischen Species anschliesst, so musste sie unter diesem Gattungsnamen aufgeführt werden.

Von den bisher bekannten Arten dürfte wohl *Isoarca rostrata Sow.* (*Goldf. Petref. Ger.*, S. 210, Taf. 140, Fig. 12) ziemlich nahe stehen, doch ist eine Verwechslung nicht möglich, da bei dieser die Vorderseite viel stärker entwickelt ist, als bei der beschriebenen Form.

Untersucht wurden drei Exemplare.

Isoarca subtransversa n. f.

Taf. IX., Fig. 6.

Längendurchmesser 21 Mm.
Querdurchmesser 24 Mm.
Höhe einer Schale 9 Mm.

Eine Art mit schief eiförmigem, nach rückwärts vorgezogenem und ziemlich kräftig gewölbtem Gehäuse, dessen Wirbel stark eingerollt und dem vorderen Schalenrande sehr genähert ist. Die Vorderseite ist viel schwächer entwickelt, als der gerundete und stark verlängerte Analtheil. Der Wirbel ist nach vorn gerundet, nach hinten erscheint eine abgerundete Kante, die nach kurzem Verlaufe verschwindet. Die Schale ist dünn, am Rande nur wenig verdickt und zeigt zahlreiche concentrische Anwachslinien, welche zierliche, regelmässig wellenförmige Ausbuchtungen erkennen lassen. Die Schalenzeichnung ist ganz die nämliche, wie die der vorhergehenden Form, sie ist jedoch der Feinheit wegen nur bei sehr gutem Erhaltungszustand und unter der Lupe deutlich zu sehen.

Die horizontal gestreifte rinnenförmige Ligamentfläche ist sehr schmal und niedrig, und nur nach hinten durch eine scharfe Kante vom übrigen Schalentheil getrennt. Die Schlosslinie ist viel kürzer, als die grösste Breite der Schale; vorn stösst sie mit dem Seitenrande unter einem beinahe spitzen Winkel zusammen, während sie in den gerundeten Hinterrand ziemlich allmälig übergeht. Von den Zähnchen konnte die vordere und mittlere Partie blossgelegt werden; dieselben sind in der Mitte der Schlosslinie ziemlich klein und schief gestellt und nehmen gegen den Vorderrand an Grösse zu.

An einem Steinkern erkennt man einen sehr kräftigen vorderen Muskeleindruck, während der hintere nicht zu bemerken ist. Der vordere war von einer Schalenverdickung umgeben, welche auf dem Steinkern einen ziemlich tiefen Eindruck hinterlässt.

Isoarca transversa Mü. (Goldf. Petref. Germ. Taf. 140, Fig. 8, S. 209) und *I. Lochensis Qu.* (Jura Taf. 78, Fig. 10, S. 631), zwei charakteristische Formen des Oxfordiens, dürften mit der beschriebenen Art die meisten Beziehungen besitzen, doch ermöglichen die weniger gerundete Vorderseite der letzteren und die deutlicher punktirte, netzförmige Zeichnung und grössere Breite der ersteren leicht die Unterscheidung. Auch *Isoarca ovata Laube* von Balin ist eine ähnliche Form, die von *I. subtransversa* durch die stärker entwickelte gerundetere Vorderseite und mehr mittelständige Wirbel abweicht. Wie sich Quenstedt's *striatissima* (der Jura, Tab. 74, Fig. 21, S. 598) zu unserer Form verhält, lässt sich nach der sehr unvollkommenen Beschreibung und Abbildung nicht entscheiden. *Isoarca eminens Qu.* (Jura, Tab. 93, Fig. 14, S. 761) ist ebenfalls nahestehend, erreicht jedoch eine bedeutendere Grösse, ist etwas mehr quergestreckt und besitzt einen noch mehr nach vorwärts gelegenen Wirbel.

Arca perplana n. f.

Taf. IX, Fig. 5.

Längendurchmesser 11 Mm.
Querdurchmesser 22 Mm.
Höhe einer Schale 4 Mm.

Obwohl diese Art nur auf zwei, nur theilweise gut erhaltene Exemplare begründet werden konnte, durfte sie doch nicht übergangen werden, da sie einer noch wenig bekannten Formengruppe anzugehören scheint. Das Gehäuse ist flach, verhältnismässig wenig gewölbt, vorn gerundet und rückwärts stark vorgezogen, so dass der Hintertheil desselben viel grösser entwickelt ist, als der vordere. Der Wirbel ist dem Vorderende sehr genähert und wenig eingerollt; nach vorn ist er gerundet, nach rückwärts nimmt eine gerundete, schief nach rückwärts gerichtete Kante ihre Entstehung, die nach kurzem Verlaufe verschwindet. Der Vorder- und Unterrand sind gerundet, der erstere stärker, der letztere schwächer, der Hinterrand stösst mit der Schlosslinie unter einem Winkel von etwa 130° zusammen, verläuft sodann fast gerade, um sich in der Nähe des Unterrandes durch eine kräftige Rundung mit dem letzteren zu vereinigen.

Das Ligamentfeld ist lang, schmal, sehr niedrig und besonders nach hinten durch eine scharfe Linie vom übrigen Schalentheil getrennt. Die Schlosslinie ist viel kürzer, als die grösste Dimension des Gehäuses, und sowohl vom vorderen, wie hinteren Rande scharf abgesetzt. Das Schloss konnte leider nicht deutlich blossgelegt werden.

Die Schale ist mit concentrischen, scharf ausgeprägten Anwachslinien versehen, welche am hinteren Theil des Gehäuses schwach gekräuselt erscheinen.

Grosse äussere Aehnlichkeit mit der beschriebenen scheint jene Form zu besitzen, welche in Quenstedt's Jura auf Taf. 23, Fig. 8, S. 185 aus den Amaltheen-Thonen beschrieben und abgebildet ist. Unterscheidende Merkmale liegen in der grösseren Schiefe der *Arca perplana* und der geringeren Entwicklung der Vorderseite derselben. Noch ähnlicher ist *Arca aviculina Schafh.* aus den Hierlatzschichten (Stoliczka l. c. p. 195, Taf. VI, Fig. 8.), von welcher *Arca perplana* durch etwas schwächere Entwicklung des Wirbels und die wellig gefalteten Anwachslinien des Hintertheiles unterschieden werden kann.

Die Gattungsbestimmung ist natürlich nur vollständig provisorisch, da das Schloss nicht bekannt ist, es sprechen jedoch einzelne Anzeichen dafür, dass diese Art dem *Genus Macrodon* zuzutheilen sein wird.

Untersucht wurde das abgebildete und ein Jugendexemplar.

Astarte subterminalis n. f.

Taf. IX, Fig. 8, 9.

Längsdurchmesser 13 Mm.
Querdurchmesser 17 Mm.
Höhe einer Klappe 7 Mm.

Das Gehäuse dieser Art zeigt einen abgerundet trapezoidalen Umriss und ist vorn etwas schmäler als hinten. Beide Klappen sind gleich-

mässig und ziemlich stark gewölbt, mit etwa 6 breiten, concentrischen Umgürtungen versehen, die durch tiefe Furchen getrennt, an der Vorder- und Hinterseite verschmälert sind und nur in der Nähe des Wirbels gänzlich fehlen. Ueberdies zeigt die ganze Schale zahlreiche feine, aber schwache Zuwachslinien. Die Wirbel sind kräftig entwickelt, stark nach vorn und unten gekrümmt; die Lunula ist nicht deutlich zu beobachten, die Area lang, schmal und von scharfen Kanten begrenzt. Der Innenrand der Schale ist crenulirt.

Das Schloss liess sich leider nicht in allen Einzelheiten herauspräpariren; es konnte nur der grosse dreiseitige Cardinalzahn der rechten Klappe beobachtet werden.

Die beschriebene Muschel gehört ohne Zweifel in den Formenkreis der *Astarte terminalis Römer* und *rhomboidalis Phill.*, ohne mit einer von beiden Arten identisch zu sein. Mit der ersteren hat sie die Schalenverzierung gemein, unterscheidet sich aber durch mehr trapezoidalen äusseren Umriss, die grössere Breite des Hintertheiles der Schale und geringere Länge. Die letzteren Merkmale erinnern wieder an *Ast. rhomboidalis*, der jedoch, abgesehen von der geringeren Grösse, die concentrischen Schalenumgürtungen mangeln, so dass eine Verwechslung nicht zu befürchten ist. Nahe Verwandtschaft ist gewiss auch mit zwei Formen vorhanden, die von den Autoren als wahrscheinlich zu *Cypricardia* gehörig beschrieben wurden, nämlich: *Cypric. Partschi Stol.* aus den Hierlatzschichten der Nordalpen und *Cypricardia* (?) *similis Menegh.* (Fossili oolitici di Mte. Pastello, pag. 15, Tb. I, Fig. 12—15. Die letztere kann wegen der auffallenden Glätte der Schale leicht als verschieden erkannt werden, die erstere hingegen ist, abgesehen von der nicht genauen Kenntniss des Schlosses und den sich hieraus vielleicht ergebenden Unterschieden, in einem so hohen Grade ähnlich gestaltet, dass wohl nur die kräftigere Beschaffenheit des Wirbels als unterscheidendes Merkmal angeführt werden kann.

Unicardium cf. depressum Phill.

Zwei nicht mit Sicherheit bestimmbare unvollkommene Exemplare, die der Vollständigkeit wegen nicht ganz übergangen werden sollen.

Terebratula (Pygope) curviconcha Opp.

Taf. IX. Fig. 8, 9.

Oppel, Ueber das Vorkommen von jur. Posidonomyengestein. in den Alpen. Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellsch. 1863, S. 206, Taf. V, Fig. 6.
Benecke, Ueber Trias und Jura in den Südalpen. Benecke's Beiträge, Band I. pag. 114, 176.
Gilliéron, Alpes di Fribourg etc. Mat. p. la carte géol. de la Suisse. XII. Lfg. 1873, pag. 247.
Deslongchamps, Pal. fr. Brach. jur., pag. 319, tab. 91.
Parona, I fossili degli strati a Posid. alpina di Camporovere. Atti della Soc. di Sc. Nat. XXIII, 1880, pag. 26.

Von dieser Art liegen nur 2 Exemplare vor, die in jeglicher Hinsicht mit den Abbildungen Oppel's und Deslongchamps', sowie

mit Exemplaren von der Klausalpe gut übereinstimmen. Eines ist durch etwas unsymmetrische Ausbildung der Stirnlinie und kräftigere Entwicklung der einen Schalenhälfte ausgezeichnet, wie dies ja bei Brachiopoden nicht selten der Fall ist.

Terebratula (Pygope) tenuiplicata n. f.

Taf. IX. Fig. 10.

Länge 17 Mm.
Breite 17 „
Dicke 11 „

Eine nucleate Terebratel, die mit keiner der bestehenden Arten identificirt werden konnte und daher als neu beschrieben werden musste.

Der Umriss des ebenso breiten, als langen Gehäuses ist rundlich, die kleine Klappe ist flach, in der Stirnregion mit einem Sinus versehen, die grosse stark gewölbt. Die Schlosslinien bilden unter dem Schnabel der grossen Schale einen sehr stumpfen, fast gestreckten Winkel, die Seitencommissuren sind gerundet, die Stirnlinie senkt sich von der kleinen gegen die grosse Klappe und ist wellig gebogen. Der breite Sinus der undurchbohrten Schale beginnt schon in der Nähe des Wirbels; er ist von den wenig vollständigen Seitentheilen durch zwei gerundete Kanten abgesondert. Im Sinus selbst verläuft, der welligen Biegung der Stirnlinie entsprechend, eine kurze flache Falte, während auf dem mit dem Sinus correspondirenden, durch zwei schwache Furchen abgegrenzten Wulste der durchbohrten Schale zwei flache Falten zu bemerken sind.

Der Schnabel ist stark gekrümmt, von einer kreisrunden, ziemlich grossen Oeffnung durchbohrt, welche den Wirbel der kleinen Klappe berührt; das Deltidium ist daher nicht zu sehen. Zu beiden Seiten des Schnabelloches nehmen zwei gerundete, aber immerhin deutliche Kanten ihre Entstehung, welche in einem nach vorn offenen Bogen verlaufen und dadurch ein schmales, gebogenes Schlossfeld vom übrigen Schalentheile abgrenzen. Anwachsstreifen nicht sehr zahlreich und deutlich, Schalenpunktirung ziemlich dicht.

Von *Tereb. curviconcha Opp.* und *pteroconcha Gemm.* unterscheidet sich die beschriebene Art durch mehr gerundete, weniger vollständige Seitentheile und einen weniger scharf gesonderten und flacheren Sinus, sowie die Faltung der Stirnlinie.

Noch näher verwandt ist die typische *Terebr. nucleata Schl.* des Oxfordiens, mit welcher die vorliegende Art wohl vereinigt werden müsste, wenn die Stirnlinie nicht gefaltet wäre, eine Erscheinung, die bei der angezogenen Species niemals beobachtet wird. Die Faltung der Stirn erinnert einigermassen an *Tereb. Euthymi Pict.* von Stramberg und Berrias, bei welcher dieselbe jedoch viel stärker entwickelt ist. Eine sehr nahestehende, noch nicht bekannt gemachte Species gehört dem Oxfordien des westlichen Polen an.

Von *Tereb. tenuiplicata* liegt mir leider nur ein Exemplar mit etwas unsymmetrischer Stirnlinie vor; welchen Variationen diese Art unterliegt, konnte deshalb nicht festgestellt werden.

Rhynchonella penninica Uhl.

Tafel IX, Fig. 11.

cf. Beitr. z. Kenntn. etc. Jahrb. 1878, S. 655, Taf. XVII, Fig. 5.

Der einzige Unterschied dieser Art von *Rhynch. Atla Opp.* aus den Klausschichten besteht in der kleineren Dicke und Breite des Gehäuses; so gering auch diese Differenz ist, so könnte sie doch zur Artbegrenzung benützt werden, sowie sie sich an einer grösseren Anzahl von Exemplaren constant erweisen sollte. Leider ist das mir vorliegende Material nicht gross genug, um diese Frage entscheiden zu können. Ein jüngeres Individuum, welches zur Abbildung gebracht wurde, zeigt eine noch geringe und unsymmetrische Entwicklung des Sinus; die Stirnlinie ist überdies an einer Stelle leicht wellig gebogen, was auf die Neigung zur Bildung kleiner Falten hinweist. Der Schnabel ist noch wenig übergebogen, das Deltidialloch ist dem jugendlichen Stadium entsprechend viel grösser, als im Alter und reicht beinahe bis an den Wirbel der kleinen Klappe. Die kurzen Schnabelkanten sind etwas deutlicher, als bei dem ganz erwachsenen Exemplare.

Ausserdem sind noch 2 Exemplare vorhanden, welche 2—3 Sinusfalten besitzen, aber leider zu schlecht erhalten sind, um abgebildet werden zu können. Es ist schwer zu entscheiden, ob man diese als gesonderte Species oder als Varietäten derselben Species zu betrachten habe, jedenfalls kann nur ein grosses Material in dieser Hinsicht ein sicheres Urtheil ermöglichen. Interessant ist, dass *Rhynch. Atla Opp.* dieselbe Formen- und Varietätenentwicklung darbietet, indem auch bei ihr Uebergänge von glatten Exemplaren (*Rhynch. Atla*) zu gefalteten (*Rhynch. polymorpha*[1]) und solchen mit unsymmetrischer und winkelig gebrochener Stirnlinie (*Rhynch. coarctata*) aufzufinden sind. Es dürfte sich wohl beim Studium eines grösseren Untersuchungsmaterials am geeignetsten erweisen, diese drei Gruppen unter je einem Formnamen festzuhalten.

Rhynch. penninica wurde von Böckh in den Macrocephalenschichten von Eszter im Fünfkirchner Gebirge nachgewiesen.

Rhynchonella Kaminskii Uhl.

Taf. IX, Fig. 13, 15, 18.

cf. Beitr. z. Kenntn. etc. Jahrbuch 1878, S. 656, Taf. XVII, Fig. 6.

Dimensionen der abgebildeten Exemplare:

Länge	15 Mm.	13·5 Mm.
Breite	16·5 „	13·5 „
Dicke	10·5 „	9 „

Von dieser Art liegen mir nunmehr 6 Exemplare vor, die mit dem bereits beschriebenen in jeder Hinsicht gut übereinstimmen; ein-

[1]) Oppel lässt es unentschieden, ob die Bezeichnung „*polymorpha*" den Werth eines Species- oder den eines Varietätnamens habe. Sollte die darunter von Oppel verstandene Formengruppe als Species aufgefasst werden, so müsste ein neuer Name gegeben werden, da der Name *Rhynch. polymorpha* für eine übrigens ähnliche Eocänform bereits vergeben ist (*Rhynch. polymorpha Messalongo*).

zelne zeichnen sich durch kräftigere Sinusfalten aus und haben dann dem entsprechend eine mehr wellig gefaltete Stirnlinie. Die Falten selbst sind gerundet und reichen fast bis an den Wirbel heran. Sonderbarer Weise ist die Mittelfalte der kleinen Klappe häufig in der Nähe des Wirbels kräftig entwickelt, während sie sich gegen die Stirn zu verflacht und undeutlich wird. Der Schnabel ist niedergedrückt, spitzig und nicht übergebogen; Deltidium und Schnabelloch sind sehr klein. Ein noch nicht ausgewachsenes Exemplar von ausnehmend grosser Länge (Fig. 15) dürfte vielleicht einer besonderen Art entsprechen.

Diese Form ist von den nächst verwandten, wie *Rhynch. contraversa Opp.* und *Segestana Gemm.* nur sehr schwer zu unterscheiden: die erstere ist flacher, die letztere abgerundeter, als *Rhynch. Kaminskii*. Auch *Rhynch. tatrica Zeusch.* ist in ihrer äusseren Gestalt sehr ähnlich, entzieht sich jedoch dadurch dem hier besprochenen Formenkreis, dass sie den Sinus nicht auf der kleinen, sondern der grossen Klappe entwickelt hat. Von den schmalen und an Rippen armen Varietäten der *Rhynch. defluxa Opp.* aus den Klausschichten unterscheidet sich *Rhynch. Kaminskii* durch viel schwächere und mehr gerundete Falten.

Als Angehörige derselben Gruppe, bei denen jedoch eine Verwechslung weniger leicht möglich ist, wären die liasische *Rhynch. retroplicata Zitt.*, *Rhynch. defluxa Opp.* der Klausschichten, *Rhynch. Wolfi Neum.* von Czettechowitz, *Rhynch. Sanctae Clarae Röm.* aus dem Oxfordien von Czenstochau und endlich die weiter unten zu beschreibende *Rhynch. defluxoides* zu erwähnen. Sodann kommt eine der *Rhynch. Kaminskii* sehr nahe stehende, etwas kleinere und zuweilen mit zahlreicheren Stirnfalten versehene Form in den Klausschichten von Südtirol vor, und ähnliche, in der Literatur jedoch noch nicht berücksichtigte Vorkommnisse bergen auch an vielen Orten die liasischen Schichten der Alpen. Es ist demnach dieser bemerkenswerthe Typus, der vielleicht auf *Rhynch. retrocita Suess* der Hallstädter Trias zurückzuführen ist, während der ganzen Juraformation in der Mediterranprovinz entwickelt gewesen, und scheint, so viel wir bis jetzt wissen, fast ausschliesslich auf diese beschränkt gewesen zu sein. Das unvermittelte Auftreten der *Rhynch. Sanctae Clarae Röm.* im Oxfordien von Czenstochau dürfte wohl mit der verhältnismässig geringen Entfernung dieser Localität von der Mediterranprovinz im Zusammenhang stehen.

Rhynchonella defluxoides n. f.

Taf. IX, Fig. 12.

Länge 17 Mm.
Breite 18·5 „
Dicke 10·5 „

Die äussere Form des Gehäuses ist abgerundet, breit, dreiseitig; beide Klappen sind gleichmässig und nicht sehr stark gewölbt; die grösste Dicke liegt ungefähr in der Mitte des Gehäuses oder etwas mehr gegen den Wirbel der kleinen Klappe. Die Schlosslinien bilden unter dem Schnabel einen wenig stumpfen Winkel und gehen allmälig in die einfachen, nicht erhabenen Randcommissuren über, die erst in der

Nähe der Stirn eine zweimalige, schwache, wellige Faltung zeigen. Die Stirnlinie senkt sich dem schwachen und ziemlich breiten Sinus der kleinen Klappe entsprechend von der kleinen gegen die grosse Schale und erscheint doppelt gefaltet. Im Sinus der undurchbohrten Klappe verläuft eine gerundete Rippe, mit welcher auf der durchbohrten zwei ebensolche Rippen correspondiren. Sie nehmen in der Nähe des Wirbels ihre Entstehung, spalten sich nach Art der Rimosen, worauf sich dann gegen den Stirnrand zu je zwei zu einer kräftigen, aber vollkommen gerundeten Hauptrippe vereinigen. Die gerundeten, wenig individualisirten Seitentheile tragen nur 1—2 schwächere Falten.

Der Schnabel ist klein, spitzig, niedergedrückt, wenig übergebogen und mit schwachen, kurzen seitlichen Kanten versehen. Das Deltidium ist breit, dreiseitig, das Schnabelloch ist gross und scheint von der Spitze der durchbohrten Schale bis zum Wirbel der undurchbohrten zu reichen. Zahlreiche feine, aber scharfe, besonders in der Stirnregion deutliche Anwachslinien bedecken beide Schalen.

Rhynch. defluxa Opp. (Posidonomyengest. etc., S. 212, Taf. VII, Fig. 1—4) ist unter den bisher bekannten Formen die am nächsten verwandte. Hinsichtlich der äusseren Gestalt und der Schnabelbildung ist die Uebereinstimmung ganz vollkommen, da jedoch die beschriebene Art gerundete, rimos gespaltene Rippen und eine wellig auf- und absteigende Stirnlinie besitzt, konnte sie mit der Klausspecies, die sich durch hohe, scharfe und ungespaltene Rippen, sowie eine im Zickzack gebrochene Stirnlinie auszeichnet, nicht identificirt werden. Sowie bei *Rhynch. defluxa Opp.* Uebergänge von breiten, mit zahlreichen Rippen versehenen Formen (l. c. Fig. 1—3) zu wenig berippten schmäleren wahrzunehmen sind, so mögen auch bei der beschriebenen Species ähnliche Verhältnisse herrschen. Leider konnte darüber nicht entschieden werden, da nur ein einziges Exemplar vorliegt, welches etwas unsymmetrisch entwickelt ist. Bezüglich der allgemeineren Verwandtschaftsverhältnisse verweise ich auf die Bemerkungen bei *Rhynch. Kaminskii.*

Anmerkung. *Rhynch. Hausmanni*, welche Zeuschner[1]) aus dem Klippenkalk des Babierzówski-Felsen beschrieb, konnte von Zittel[2]) unter dem grossen Materiale aus der Rogozniker Tithonbreccie, das diesem Forscher zur Verfügung stand, nicht nachgewiesen werden. Es liegt daher die Vermuthung nahe, dass die genannte Art aus den Kellowaykalken stammend, vielleicht mit einer der hier beschriebenen zu identificiren sei. In der That wurde diese Art aus den Klausschichten der Nordalpen von v. Hauer[3]) namhaft gemacht, und Oppel vermuthete (l. c.), dass sich diese Angabe auf *Rhynch. defluxa* beziehe. Die Etiketten der letzteren Art im k. k. Hof-Mineraliencabinet beweisen die Richtigkeit der Vermuthung Oppel's; es kann indessen diese Bestimmung nicht festgehalten werden, da die Abbildung bei Zeuschner doch sehr abweichende Verhältnisse zur Anschauung bringt. Da indessen die Seitenansicht, die Zeuschner von *Rhynch. Hausmanni*

---

[1]) Nowe lub niedokladnie opisane gatunki etc. B. 27, Taf. III, Fig. 3.
[2]) Fauna der älteren Tithonbildungen. S. 150.
[3]) Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1853, IV. Bd., S. 765.

gibt, mit der Stirnansicht nicht gut vereinbar zu sein scheint, so wäre es wohl möglich, dass hier vielleicht ein Versehen des Zeichners vorliegt und eine engere Beziehung der genannten Formen vielleicht doch nicht ausgeschlossen ist.

Rhynchonella rectecostata n. f.

Tafel IX, Fig. 14, 16, 17.

Länge	12 Mm.	14 Mm.
Breite	16 „	17 „ (approx)
Dicke	8·5 „	10 „

Eine mittelgrosse Form von gerundet dreiseitigem Umriss. Beide Klappen sind gleichmässig und ziemlich stark gewölbt, so dass die grösste Wölbung, besonders der kleinen Klappe mehr gegen den Wirbel zu gelegen ist. Auf beiden Seiten der Schale zieht eine stumpfe, vom Wirbel entspringende Kante in schwachem Bogen den Rändern zu. Durch diese Kanten wird auf jeder Seite des Gehäuses ein länglich ovales Seitenfeld begrenzt, in dessen flachem oder seicht vertieftem Grunde die sehr schwach geschwungene, fast gerade Vereinigungslinie beider Schalen hinzieht. Der Winkel der Schlosslinien ist ungefähr ein rechter. Die Stirnlinie bildet mehrere spitzwinkelige Zacken, welche von den an der Stirne zusammentreffenden Rippen herrühren, deren man auf jeder Schale 5—7 zählt. Sie beginnen unmittelbar an den Wirbeln, nehmen allmälig gegen die Stirn an Stärke zu, wo sie am kräftigsten vorspringen. Die seitlichen Rippen sind entweder eben so stark als die mittleren oder übertreffen sogar die mittleren an Stärke; es erscheinen dadurch beide Schalen in der Mitte etwas eingesenkt. Das kräftigere Vorspringen der seitlichen Rippen pflegt in der Regel auf die eine Seite des Gehäuses beschränkt zu sein, die dadurch eine grössere Dicke erhält. Der Schnabel ist klein, niedergedrückt, wenig oder gar nicht übergebogen. Das Deltidium ist nicht deutlich zu sehen.

Eine nahe verwandte Form ist *Rhynch. orthoptycha Opp.* aus den Klausschichten; sie unterscheidet sich von der beschriebenen durch den stumpfwinkeligen Verlauf der Stirnzacken, sowie dadurch, dass die Rippen in der Nähe der Stirn plötzlich kräftig verdickt werden und die mittleren stärker sind, als die seitlichen. Die *Rhynch. palmata Opp.* der unterliasischen Hierlatzschichten ist eine ebenfalls sehr ähnlich gestaltete Form, von welcher *Rhynch. rectecostata* hauptsächlich durch das stärkere Hervortreten der seitlichen Rippen unterschieden werden kann.

Von dieser Art liegen mir nur 3 Exemplare vor, eines mit nur 5, eines mit 6 und eines mit 7 Rippen.

Rhynchonella cf. Etalloni Opp.

cf. Ueber das Vorkommen jurassischer Posidonomyengesteine etc. S. 212, Tafel VI, Figur 11.

Drei Exemplare gehören einer langen, breiten, kleinen Form an, die sich von *Rh. Etalloni* nur wenig unterscheidet. Der Charakter der Rippen und der Verlauf der Commissuren ist bei beiden derselbe, auch die gerundet dreiseitige äussere Form und die geringe Dicke sind beiden gemeinsam; ein Unterschied ist hauptsächlich in der grösseren Länge der

karpathischen Vorkommnisse gegeben. Das vorliegende Material ist zu gering und schlecht erhalten, um mit Gewissheit die Zustellung zu *Rhynch. Etalloni* oder die Abtrennung von derselben vornehmen zu können.

Rhynchonella (*Acanthothyris*) *n. f. cf. subechinata Opp.*

cf. Ueber das Vorkommen von Posidonomyengesteinen etc. S. 211, Taf. VI, Fig. 8—10.

Eine nicht ganz vollständig erhaltene grosse Klappe vertritt eine sehr merkwürdige neue Art, die wie die *Rhynch. subechinata* mit feinen, dichten, linienartigen, jedoch nicht mit Stacheln besetzten Rippen von grosser Regelmässigkeit versehen ist. Die Rippen selbst sind sehr schwach und niedrig, die schmalen Zwischenräume zwischen ihnen sind sehr scharf und erscheinen wie mit dem Grabstichel eingerissen. Diese Abweichungen sind so bedeutend, dass an eine Identification mit *Rhynch. subechinata Opp.* nicht gedacht werden kann, der vorhandene Rest ist jedoch so mangelhaft, dass er keine eingehende Berücksichtigung finden konnte.

Taf. VII.

Fig. 1. *Lytoceras Adeloides Kud.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse, mit zahlreichen festonirten Hauptrippen. S. 389.

Fig. 2. *Lytoceras Adeloides Kud.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse mit nur vier Hauptrippen auf dem letzten Umgange. S. 389.

Fig. 3. *Perisphinctes curvicosta Opp.* Schalen-Exemplar mit Mundrand in natürlicher Grösse. S. 389.

Fig. 4. *Harpoceras punctatum Stahl.* In natürlicher Grösse. S. 391.

Fig. 5. *Perisphinctes n. f. ind.* In natürlicher Grösse. S. 390.

Fig. 6. *Reineckia Greppini Opp.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 392.

Fig. 7. *Stephanoceras n. f. ind.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 393.

Fig. 8. *Oekotraustes auritulus Opp.* Exemplar mit Mundsaum in natürlicher Grösse. S. 391.

Fig. 9. *Discohelix Neumayri Uhl.* Beschaltes, auf der Oberseite flaches, auf der Unterseite vertieftes Exemplar in natürlicher Grösse. S. 395.

Fig. 10. *Discohelix Neumayri Uhl.* Beschaltes mit stärker gewölbtem Externtheil versehenes Exemplar in natürlicher Grösse. S. 395.

Fig. 11. *Discohelix Neumayri Uhl.* Vergrösserte Ansicht der Nabelseite eines Schalen-Exemplares, um die stärkere Körnelung des Kieles auf den inneren Windungen zu zeigen.

Fig. 12. *Trochus* (*Carinidea*) *Suessi Uhl.* Schalen-Exemplare in natürlicher Grösse.

Fig. 13. *Trochus* (*Carinidea*) *Suessi Uhl.* Basis. S. 404.

Fig. 14. *Trochus* (*Carinidea*) *Suessi Uhl.* Randsaum, *a*) Abdruck, den derselbe im Gestein zurückgelassen hat, *b*) Schalenansicht, von der Basis aus betrachtet. Der dünne Saum *c* ist bei den meisten Exemplaren abgebrochen.

Fig. 15. *Trochus* (*Carinidea*) *rhombifer n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 405.

Fig. 16. *Trochus* (*Carinidea*) *rhombifer n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse, *d*) Vergrössertes Stück der Schale. S. 405.

Fig. 17. *Trochus* (*Tectus*) *circumspinatus n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse, *d*) Vergrössertes Stück der Schale. S. 405.

Fig. 18. *Trochus* (*Tectus*) *circumspinatus n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse, mit höherem Gewinde und stärkerer Spindel. S. 405.

Fig. 19. *Trochus* (*Tectus*) *circumspinatus n. f.* Ansicht des Schalenrandes von oben; ein Stachel ist abgebrochen, auf dem Gesteine ist jedoch der Abdruck seiner radial gestreiften Unterseite zu bemerken.

Fig. 20. *Trochus* (*Tectus*) *circumspinatus n. f.* Ansicht des Schalenrandes von oben.

Anmerkung. Sämmtliche Arten stammen aus dem Callovien der Klippe Babierzówka bei Neumarkt in Galizien; die Originalien befinden sich im Museum der k. k. geol. Reichs-Anstalt.

Taf. VIII.

Fig. 1. *Chrysostoma Sturi Uhl.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 399.
Fig. 2. *Chrysostoma carinatum n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 400.
Fig. 3. *Chrysostoma lateumbilicatum n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 402.
Fig. 4. *Chrysostoma intermedium n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 401.
Fig. 5. *Chrysostoma lateumbilicatum n. f.* Grosses, aber theilweise beschädigtes Schalen-Exemplar, daher die Knickung des Gehäuses nicht so deutlich zu sehen, in natürlicher Grösse. S. 402.
Fig. 6. *Onkospira Zitteli n. f.* Theilweise beschaltes Exemplar in natürlicher Grösse. *c*) Vergrösserte Ansicht eines Umganges. S. 396.
Fig. 7. *Trochus disputabilis n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 406.
Fig. 8. *Trochus disputabilis n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse *c*) Vergrösserte Ansicht eines Umganges. S. 406.
Fig. 9. *Rimula inaequalicostata n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 408.
Fig. 10. *Rimula inaequalicostata n. f.* in natürlicher Grösse. S. 408.
Fig. 11. (?) *Rimula texata n. f.* Beschaltes, jedoch in der Gegend des Spaltes schlecht erhaltenes Exemplar, in natürlicher Grösse. *b*) Schalenvergrösserung. S. 409.
Fig. 12. (?) *Rimula texata n. f.* Jugendliches Schalen-Exemplar. *a*) Vergrössert, um den vom Wirbel ausgehenden Schlitz zu zeigen. *b*) In natürlicher Grösse. S. 409.

Anmerkung. Sämmtliche Exemplare stammen aus dem Callovien der Klippe Babierzówka bei Neumarkt in Galizien und befinden sich im Museum der k. k. geol. Reichs-Anstalt.

Taf. IX.

Fig. 1. *Nerita cf. ovula Buv.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. *d*) Vergrösserte Ansicht des ersten Umganges, um seine Sculptur zu zeigen. S. 397.

Fig. 2. *Neritopsis obsoleta n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. *d*) Vergrösserte Ansicht des Anfangsgewindes. S. 398.

Fig. 3. (?) *Brachytrema acanthicum n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 393.

Fig. 4. *Lima rupicola n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. b) Seitenansicht der Lunularseite. *d*) Vergrössertes Stück der Schale. S. 410.

Fig. 5. *Arca perplana n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. *c*) Vergrösserung eines Stückes des Analtheiles der Schale. S. 415.

Fig. 6. *Isoarca subtransversa n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. *b*) Seitenansicht von hinten. S. 414.

Fig. 7. *Isoarca fimbriata n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. *b*) Seitenansicht von vorn. *d*) und *e*) Schalenvergrösserung von verschiedenen Theilen des Gehäuses. S. 413.

Fig. 8. *Astarte subterminalis n. f.* Linke Klappe in natürlicher Grösse. S. 415.

Fig. 9. *Astarte subterminalis n. f.* Rechte Klappe in natürlicher Grösse. *b*) Seitenansicht von vorn. S. 415.

Fig. 10. *Terebratula (Pygope) tenuiplicata n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 417.

Fig. 11. *Rhynchonella penninica n. f.* Noch nicht erwachsenes, beschaltes Exemplar in natürlicher Grösse. S. 4 8.

Fig. 12. *Rhynchonella defluxoides n. f.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 419.

Fig. 13. *Rhynchonella Kaminskii Uhl.* Schalen-Exemplar in natürlicher Grösse. S. 418.

Fig. 14. *Rhynchonella rectecostata n. f.* In natürlicher Grösse. S. 421.

Fig. 15. *Rhynchonella Kaminskii Uhl.* Längliches Jugend-Individuum, vielleicht einer besonderen Art angehörend. S. 418.

Fig. 16 und 17. *Rhynchonella rectecostata n. f.* Dichter berippte Schalen-Exemplare in natürlicher Grösse. S. 421.

Fig. 18. *Rhynchonella Kaminskii Uhl.* Grosses Exemplar in natürlicher Grösse. S. 418.

Fig. 19. (?) *Vitrinella perampla n. f.* Beschaltes Exemplar in natürlicher Grösse. S. 402.

Anmerkung. Sämmtliche Exemplare stammen aus dem Callovien der Klippe Babierzówka bei Neumarkt in Galizien und befinden sich im Museum der k. k. geol. Reichs-Anstalt in Wien.

31. Band. 1881. JAHRBUCH IV. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Prof. Dr. Carl Peters.

Geboren 13. August 1825, gestorben 7. November 1881.

Carl Ferdinand Peters ist als Sohn eines gebildeten Landwirths und Gutsdirectors im Schlosse Liebshausen, am westlichen Ende des böhmischen Mittelgebirges, am 13. August 1825 geboren, wurde aber schon vor Vollendung des ersten Lebensjahres nach Neundorf-Eisenberg bei Brüx übersiedelt, verlebte also seine erste Kindheit angesichts des Steilabfalls des Erzgebirges, dessen Wälder er schon als Knabe mit der Flinte auf dem Rücken durchstreifte. Als Begleiter seines Vaters durchreiste er einen Theil von Böhmen und Sachsen und besuchte im neunten Lebensjahre die Ostermesse in Leipzig, was die Anschauungen des Knaben eben so wesentlich erweiterte, als der dauernde Aufenthalt in einem fürstlichen Hause von Einfluss war auf seine spätere Entwicklung. Einige Monate im Jahre brachte er bei seinem mütterlichen Grossvater, dem ehrwürdigen Mineralogen und Geognosten Franz Ambros Reuss in Bilin zu und hatte bis zum Herbste des Jahres 1830 Gelegenheit, denselben in den Umgebungen von Bilin, Teplitz und Karlsbad zu begleiten. Möglicherweise entwickelte sich schon im Kinde die Vorliebe für Mineralien und Gesteine, sicher aber erfuhr er in den späteren Lebensjahren einen bestimmenden Einfluss durch seinen Oheim August E. Reuss und durch Franz X. Zippe, der im Jahre 1842 am Technicum und am Landesmuseum in Prag sein Lehrer wurde. Nicht minder wirksam war der Aufenthalt in der fürstlich Lobkowitz'schen Mineralien-Sammlung in Bilin, wo um dieselbe Zeit eingehende Studien gepflogen und von wo aus nach der Anleitung des Buches von A. Reuss die ersten Excursionen im böhmischen Mittelgebirge unternommen wurden. Neben seinen Gymnasialstudien trieb der junge Peters mit grossem Eifer Landschaftszeichnung und würde wahrscheinlich als Zögling an die Prager Kunst-Akademie getreten sein, wenn ihn nicht der Wunsch der Angehörigen zum Studium der Medicin bestimmt hätte. Nichtsdestoweniger blieb er lange unter der Einwirkung Franz Exner's und des Physikers Hessler, die den begabten Jungen besonderer Aufmerksamkeit werth hielten, und im Familienkreise der trefflichen Frau Josefine Czermak, die eine erlesene Schaar junger Leute zu allgemein literarischen und kunsthistorischen Studien um sich und ihre Söhne versammelte.

Bei Hyrtl arbeitete er in Prag und in Wien in den Jahren 1843 bis 1845 fleissig in menschlicher und vergleichender Anatomie, wandte

sich aber bald darauf Haidinger und Franz v. Hauer zu, die damals ihre erfolgreichen Vorlesungen über Mineralogie und Paläontologie im Museum des k. k. Münzamtes in Wien hielten. Mit schwerem Herzen, dem Wunsche seines Oheims gehorchend, kehrte Peters nach Prag zurück und begann die klinischen Studien bei Oppolzer und Pitha und blieb fortan der Heilkunde und dem Hospitale treu. Am 27. März 1849 erwarb er an der Wiener Universität das Doctordiplom, worauf er bis zum October 1850 als Secundararzt und gleichzeitig als Oppolzer's Assistent in Verwendung stand. Im genannten Monate führte ihn Schmarda's Ernennung zum Universitätsprofessor als dessen Nachfolger an die landschaftliche Realschule nach Graz. In Folge seiner ersten Arbeit „Ueber die Lagerungsverhältnisse der oberen Kreideformation an einigen Localitäten der östlichen Alpen“, die er im Jahre 1851 im Anschlusse an eine mit A. E. Reuss unternommene Studie in der Gosau 1851 ausführte, wurde er im Frühjahre 1852 zur Theilnahme an den Arbeiten der k. k. geologischen Reichs-Anstalt berufen. Zuerst in Oberösterreich und im Böhmerwalde, dann in Salzburg, in Kärnten und Oberkrain führte er seine Aufnahmsarbeiten bis zum Winter des Jahres 1855 mit eben so viel Eifer als Sachkenntniss durch. Die wichtigsten seiner im Jahrbuche dieser Anstalt veröffentlichten Arbeiten sind vielleicht die über „Die salzburgischen Kalkalpen im Gebiete der Saale“ wo er zum erstenmal auf die Schichten mit *Avicula contorta* stiess und auf die Kenntniss dieser bald so wichtigen Schichten entscheidenden Einfluss übte, und die über „Die Umgebungen von Deutsch-Bleiberg“, wo er die Fauna der Kalkmergel mit *Ammonites floridus* in ihren schwierigen Lagerungsverhältnissen zum Kalkstein mit *Megalodus triqueter* zu erklären versuchte. Gleichzeitig unternahm er die Untersuchung der Nerineen des Plassenkalksteins und seine ersten Untersuchungen über „Die Schildkrötenreste der österreichischen Tertiärablagerungen“. Ende 1855 trat er sein als Privatdocent an der Wiener Universität schon vorher geübtes Lehramt als Professor der Mineralogie an der Pester Universität an. Neben geologischen Studien zwischen Buda-Pest und Totis einerseits, im südöstlichen Ungarn und in Siebenbürgen andererseits, arbeitete er bis zum Herbst 1861 unablässig an der Gründung eines Mineralien-Cabinets an der Pester Universität. Er musste es aber, kaum vollendet, in Folge der politischen Aenderungen wieder verlassen und begann seine zumeist geologische Lehrthätigkeit an der Wiener Universität, während welcher er die früher begonnene Abhandlung „Ueber die Erzlagerstätten und Mineralien von Rézbánya“ in den Wiener Museen vollendete. Zwei neue Mineralspecies, das Silicat *Biharit* und das mikroskopische Magnesiaborat: *Szajbelyit*, wichtige Beiträge zur Naturgeschichte des *Brochantit*, *Linarit*, *Caledonit* und eine Fülle von paragenetischen Thatsachen über diese, ehedem für Gänge gehaltenen Contact-Lagerstätten gingen aus diesen Studien hervor.

Mit einer Subvention der kaiserl. Akademie der Wissenschaften führte er vom Mai bis September 1864 die so erfolgreiche Untersuchung der Dobrudscha und des Donaudeltas aus, um noch während der Bearbeitung des gesammelten Materiales die Lehrkanzel der Mineralogie und Geologie an der Grazer Universität anzutreten. Allerlei

Unglücksfälle hatten ihn mittlerweile betroffen, namentlich aber ein schwerer Sturz in Medschidje am Kara-su, welcher Sturz möglicherweise den Grund legte zu der verhängnissvollen Lähmung der Glieder, die schon im Jahre 1865 merklich war, gegen die er aber, bis zu seinem Lebensende, als Lehrer thätig, mit unglaublicher Energie ankämpfte. Trotz derselben führte er noch einige wichtige paläontologische Arbeiten aus, namentlich die über die Schildkröten- und Säugethierreste von Eibiswald in Steiermark [1]), über das *Halitherium* von Hainburg, das *Dinotherium giganteum* von Hausmannstetten bei Graz u. A. Seine unablässige Sorge war die Ausstattung der Grazer Universität mit einem zu mineralogischen und geologischen Arbeiten geeigneten Institut und um würdige Nachfolger an demselben.

Seine ersten Krystallmessungen begann Peters in früher Jugend im Biliner Mineraliencabinet, wo insbesondere die formenreichen Barytgruppen untersucht wurden, die er im Kreidemergel von Luschitz entdeckt hatte. Als Schüler Gottlieb's am Joanneumm, führte er einige in den Annal. für Pharm. u. Chem. publicirte Krystallbestimmnngen aus. Von grösserem Einflusse auf seine nachmalige Lehrthätigkeit als Professor der Mineralogie waren Studien, an denen er bei seinem unvergesslichen, so früh verstorbenen Freunde Dr. J. Grailich am physikalischen Institute der Wiener Universität in den Jahren 1853—1854 theilnahm.

Schon in Pest hatte er durch einige Semester neben der Mineralogie auch Zoologie gelehrt; in Graz fungirte er nach dem Abgange von O. Schmidt nach Strassburg bis zur Ankunft H. E. Schulze's als Examinator desselben Faches.

Peters besass in Folge seiner medicinischen und vielfachen naturwissenschaftlichen Studien eine seltene Universalität, doch kann wohl Niemand sagen, dass er in einem der bezeichneten Fächer oberflächlich gearbeitet habe. Im Gegentheile, was er unternahm, führte er auf das Gründlichste aus. Wenn ihn als Fachmann irgend ein Vorwurf treffen kann, so ist es der, dass er sich, anstatt bequem weiter zu arbeiten, in manchen Beziehungen damit begnügte, Anderen den Weg gezeigt zu haben.

Von Jugend auf mit dem Mikroskop vertraut, namentlich in histologischer Beziehung, machte er in seinen Arbeiten längst vor 1860 Anwendung davon (*Szájbelyit*, Textur der Costalplatten fossiler *Trionyx* u. s. w.), doch betheiligte er sich nur in wenigen Fällen an der modernen Lithologie (*Melaphyr* aus der Dobrudscha, steiermärkische Diabase und Basalte), da ihm der Gebrauch der Instrumente durch seine Krankheit beinahe unmöglich geworden.

Peters liebte es, theoretische Anschauungen, die er in umfängliche Abhandlungen hätte verarbeiten können, in der Form einzelner Vorträge in naturwissenschaftlichen Vereinen zu veröffentlichen. So die interessante, auf theilweise Uebereinstimmung der Contactgebilde begründete Parallele zwischen dem Monzoni-Stock in Südtirol, den Gebirgen des südwestlichen Ungarns und den Kalksteinblöcken in der

[1]) Bedeutsam ist namentlich die Abhandlung über *Hyotherium Soemmeringi*, die O. Fraas in seinem Werke über die Fauna von Steinheim „eine palaeontologische Musterarbeit“ nannte und aus der A. Gaudry in den Enchainements (Paris 1878) pag. 71 einen seiner phylogenetischen Typen entlehnte.

Somma des Vesuvs, so auch ein Erklärungsversuch der Gesteinsumwandlung in der Centralkette der Alpen[1]), die Leitung der Akratothermen im bereits ausgelaugten Gestein u. s. w. Den in Wien entstandenen Alpenverein förderte er durch einzelne Beiträge.[2])

Bis zum Leichtsinn uneigennützig, führte Peters zahlreiche geologische Privatuntersuchungen aus, eifrig arbeitete er für die Commune Graz in sanitärer und baulicher Beziehung. Im Jahre 1870 wählten ihn die Grazer Vorstädte in den Landtag, wo er namentlich für den Bau des neuen Irrenhauses wirkte, doch candidirte er nicht wieder bei der unter geänderten politischen Verhältnissen 1871 vorgenommenen Neuwahl und lebte fortan seinen Vorlesungen, den Sammlungen seines Institutes und dem Unterrichte seiner Söhne, deren er vier hinterlässt. In Angelegenheiten des öffentlichen Unterrichtes war er beständig thätig, insbesondere lag ihm die Heranbildung der Candidaten für das Lehramt an Gymnasien und Realschulen am Herzen, und für sie verfasste er den bei Leuschner & Lubensky in Graz 1874 erschienenen „Leitfaden zum ersten Anschauungs-Unterricht aus der allgemeinen Anorganographie".

Ein Meister des Styles und ein scharfer Kritiker, schrieb er ausser seinen unten verzeichneten wissenschaftlichen Arbeiten zahlreiche Aufsätze und literarische Anzeigen in der Zeitschrift für die österreichischen Gymnasien, in der Beilage zur Wiener Zeitung und zur Augsb. Allgemeinen Zeitung, in der 1863—69 erschienenen Oesterr. Revue[3]) in der Grazer Tagespost und in anderen Blättern.

Diese Aufsätze ergänzen zumeist in allgemein geographischer, socialer und politischer Beziehung die unten aufgezählten Abhandlungen geologischen Inhalts. Auch schrieb er einen Theil des den Mitgliedern der 48. Versammlung der Deutschen Naturforscher und Aerzte überreichten Buches „Graz" und für die bei Brockhaus in Leipzig erscheinende internationale wissenschaftliche Bibliothek den Band „Die Donau und ihr Gebiet", die er als Kenner desselben von Baiern bis zum Schwarzen Meer zu verfassen wie Wenige berufen war.[4])

Bezeichnend für sein Wesen als Lehrer ist der Gegenstand der Vorlesungen, die er trotz beinahe vollständiger Lähmung der Gliedmassen und der Stammmuskeln in den letzten Semestern seiner Wirksamkeit an der Grazer Universität hielt: Naturgeschichte des kohlensauren Kalks; Mineralogie der Calcit- und der Aragonitgruppe, der Barytreihe u. s. w. Ueber Methode der Geologie, deren Beziehungen zur Praxis des Sanitätsbeamten und der Badeärzte[5]). Mineralogisches

---

[1]) Die Contactgebilde im Kalksteingebirge und der gegenwärtige Stand der chemischen Geologie. Im Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien 1861.

Ueber die Centralkette der östlichen Alpen ebenda 1862.

[2]) Ein Blick auf die Karawanken und die Hauptkette der julischen Alpen. Mittheilungen des Alpenvereines 1. Heft, Wien 1863.

[3]) Die Rumänen im Bihárgebirge. Reisebriefe eines österr. Naturforschers aus der Dobrudscha. — Erinnerungen an den Pinzgau.

[4]) Die Entstehung der Felsengen des Donauthales suchte er durch das Zusammenwirken von je zwei zu den benachbarten Becken abstürzenden Flüsschen zu erklären, in deren Rinnsale der Strom nach Beseitigung der Zwischenmassen in tertiärer Zeit eintrat.

[5]) Gedruckt erschienen in einem 109 Seiten starken Bändchen in Graz 1879.

Seminar: Vorträge von Candidaten auf beiden Unterrichtsstufen der Mittelschulen.

„Das rechtzeitige Sterben ist ein Kunststück, das nur Wenigen gelingen kann. Mir wurde es durch Familienverhältnisse unmöglich, und so lebe ich um mehr als fünf Jahre zu lang." So schrieb er im Februar 1879 an einen vertrauten Freund. Bis zum 7. November 1881 ertrug er sein freudenarmes und in den letzten Jahren qualvolles Leben mit einer wahrhaft heroischen Charakterstärke.

Mit Peters erlosch ein reiches wissenschaftliches Leben, das unter günstigeren Verhältnissen sehr bedeutende Erfolge hätte schaffen müssen. Eine glückliche Vereinigung von scharfsinniger Beobachtungsgabe mit schwungvoller Phantasie und eine ungewöhnliche Charakterstärke zeichneten den Verstorbenen aus.

Sein vielleicht allzu reges Gefühl schloss im Vorhinein eine klug berechnete Gestaltung der äusseren Lebensverhältnisse aus. In seiner Entwicklungsgeschichte lag es, dass er einer der letzten Epigonen jener alten Naturforscher von universeller naturwissenschaftlicher und medicinischer Bildung war. In den physikalischen und allgemein philosophischen Seiten seiner Vorlesungen und Schriften war er ganz und gar modern und wirkte voll Begeisterung im Sinne einer auf Phylogenesis und die Grundsätze der Mechanik begründeten Lebensanschauung.

Das Verzeichniss seiner Schriften.

I. In den Abhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt:

Beitrag zur Kenntniss der Lagerungs-Verhältnisse der oberen Kreideschichten an einigen Localitäten der östlichen Alpen. I. Band. 1. Abth., Nr. 2. Wien 1852.

II. Im Jahrbuche der k. k. geolog. Reichsanstalt:

1853. I. Die Kalk- und Graphitlager bei Schwarzbach in Böhmen.
1853. II. Die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine im nordwestlichen Theile von Oberösterreich.
1854. I. Die salzburgischen Kalkalpen im Gebiete der Saale.
1854. II. Die Aptychen der österr. Neocomien und oberen Juraschichten.
1854. IV. Die geologischen Verhältnisse des Ober-Pinzgaues, insbesondere der Centralalpen.
1854. IV. Die geolog. Verhältnisse der Nordseite der Radstädter Tauern.
1855. II. Ein Vortrag über den irischen Riesenhirsch.
1855. III. Bericht über die Aufnahme in Kärnten 1854 (Stang-Alpe).
1856. I. Die Umgebung von Deutsch-Bleiberg in Kärnten.
1856. II. Die Karawankenkette.
1857. II. Geologische Studien aus Ungarn: 1. Die Umgebung von Ofen.
1859. IV. Chronologische Studien aus Ungarn: 2. Die Umgebung von Vissegrád, Gran, Totis und Zsámbek.
1863. II. Ueber Foraminiferen im Dachsteinkalke.
1864. II. Ueber einige Krinoidenkalksteine am Nordrande der österreichischen Kalkalpen.
1867. IV. Das Halitheriumskelet von Hainburg und viele Notizen in den „Verhandlungen", z. B.:

1867. S. 25. Ueber die Devonformation von Graz.
1870. S. 200. { Ueber den Plattengneiss, den Säuerling und den albit-
1875. S. 300. { führenden Kalkstein von Stainz in Steiermark.
1871. S. 107. Ueb. d. merkwürdige Mineralquelle b. Hengsberg, SW. Graz.
1876. S. 93. Fels oder Nichtfels u. s. w.
1881. S. 221. Der Schädel von *Trionyx Styriacus* (seine letzte Publication).

III. In den Sitzungsberichten der kaiserl. Akademie der Wissenschaften:

1855. Bd. XVI. Die Nerineen des oberen Jura in Oesterreich.
1862. Bd. XLVI. Ueber den Lias von Fünfkirchen.
1862. Bd. XLIV. Die Miocänlocalität Hidas bei Fünfkirchen in Ungarn.
1863. Bd. XLVIII. Bemerkungen über die Bedeutung der Balkan-Halbinsel als Festland in der Liasperiode.
1864. Bd. L. Vorläufiger Bericht über eine geologische Untersuchung der Dobrudscha.
1865. Bd. LI. Ueber die geographische Gliederung der unteren Donau.
1867. Bd. LV. *Phoca pontica*, Eichwald bei Wien.
1861. Bd. XLV. { Geolog. und mineral. Studien aus dem südöstlichen
1861. Bd. XLIII. { Ungarn, insbesondere aus der Gegend von Rezbánya.
1867. Bd. LVII. Ueber den *Staurolith* von St. Radegund.

IV. In den Denkschriften der kaiserl. Akademie der Wissenschaften:

1855. Bd. IX. Schildkrötenreste aus den österr. Tertiärablagerungen.
1867. Bd. XXVII. Grundlinien zur Geographie u. Geologie der Dobrudscha.
1867. Bd. XXVII. dto. II. Geologischer Theil.
1867. Bd. XXIX. Zur Kenntniss der Wirbelthiere aus den Miocänschichten von Eibiswald in Steiermark. I. Schildkrötenreste.
1867. Bd. XXIX. dto. II. *Amphicyon. Viverra, Hyotherium.*
1869. Bd. XXX. dto. III. *Rhinoceros. Anchitherium.*

V. In F. v. Hauer's Beiträgen zur Palaeontologie Oesterreichs:

Beiträge zur Kenntniss der Schildkrötenreste aus den österr. Tertiärablagerungen.

VI. Im neuen Jahrbuche für Mineralogie von Leonhard und Bronn:

1861. Mineralogische Notizen aus dem Pester Universitäts-Cabinet: I. Ueber einen Malachit von Moldova. II. Ueber Calcit und die rhomboedrischen Carbonate im Allgemeinen. III. Miscellaneen.

VII. In der Berg- und hüttenmännischen Zeitung von K. R. Bornemann und B. Kerl. 1863. Nr. 15:

Einige Bemerkungen über die Blei- und Zinkerzlagerstätten Kärntens.

VIII. In den Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark:

1868. V. Heft. Ueber den Staurolith-Gneiss von St. Radegund.
1871. II. Band, III. Heft. Ueber Reste von *Dinotherium* in der obersten Miocänstufe der südlichen Steiermark, mit drei Tafeln, und viele Referate über gehaltene Vorträge.

Bewegungen in losen Massen.

Von E. Reyer.

Inhalt: I. Schlammströme. — II. Rutschungen. — III. Böschung und Abklüftung — IV. Druckdifferenzen, Störungen des Gleichgewichtes; Undulatorische Bewegungen, welche heteromesischen Wechsel verursachen. (Versunkene Wälder u. a.)

I. Schlammströme.

Unter den Massenbewegungen, welche wir an der Erdoberfläche beobachten, nehmen eine hervorragende Stellung die Schlammströme ein. Wenn die Giessbäche im Frühjahre anschwellen, so trägt die stark bewegte Fluth massenhaft Schlamm und Grus mit sich; hierdurch wird das Wasser mitunter geradezu in einen Brei verwandelt; es entsteht ein Schlammstrom [1]). Es kommt aber auch oft vor, dass mehr minder steil gelagerte lose Massen von Regen und Quellen durchweicht werden und in Folge dieser Auflockerung in's Fliessen kommen. Diess ereignet sich unter andern in Moorgebieten. Als Beispiel führe ich einen Moorstrom von Belfast (Irland) an, welcher seinerzeit von Hunter beobachtet wurde [2]). Der Autor berichtet: Nach anhaltenden Regengüssen bemerkte man, wie das Moor sich an einer Stelle in der Mitte hob. Nachdem die Masse bis zu einer Höhe von etwa 10 Meter angeschwollen war, barst sie und mit Brausen brach ein Schlammstrom hervor, welcher langsam im Sinne der Neigung sich fortwälzte. Der Strom wanderte mit einer Breite von 50 bis 100 Meter dem Flussthale zu. Je nach der Neigung des Bodens rückte er mit wechselnder Schnelligkeit vor. Bald war seine Bewegung wenig bemerkbar, bald eilte er wie eine Stromschnelle vorwärts. Nach einigen Tagen und nach Durchmessung einer Strecke von etwa einem halben Kilometer langte er im Flussbett an. Noch durch etwa eine Woche erfolgten Nachschübe, dann kam die Bewegung in's Stocken. An Stelle der anfänglichen Auftreibung sah man nun eine runde, mit trübem Wasser gefüllte Einsenkung im Moor-Lande.

Wie die Moore, so verhalten sich auch andere lose Massen, welche in geneigter Lage von Gewässern durchtränkt werden. Sand, Mergel,

[1]) Vergl. Saussure: Voy. §. 485.

[2]) Hunter: Mag. of nat. hist. 1836; Lyell: Princ. 1. Aufl. II. 193; Hoff: Nat. Veränderungen 1834. III. 30 f.; Henz: Erdbau 1856.

Lehm, Tuff und Mischungen dieser Stoffe sind derartigen Bewegungen unterworfen.

Das Gebiet der Schlammquellen (Salsen) im Apennin liefert in jedem Frühjahre kleinere oder grössere Beispiele [1]); auch Vulkane senden Schlammströme aus, wenn die, eine Eruption begleitenden Gewitterregen besonders reichlich niederstürzen und die Tuffmassen der Gehänge tief durchweichen [2]).

Abgesehen von der Entstehungsursache und dem Material sind die erwähnten Stromarten in ihrer Wirkung ziemlich übereinstimmend. Die Wucht des Stromes ist unwiderstehlich. Wälder und Strassen werden auf dem Rücken der Schlammströme getragen [3]), mächtige Steinblöcke und zertrümmerte Häuser werden mitgewälzt und oft weit transportirt.

Die Schlammströme verhalten sich in dieser Beziehung also nicht etwa so wie fliessendes Wasser, sondern viel eher wie Gletscher oder Lavaströme. Dies erklärt sich, wenn wir berücksichtigen, dass der Schlamm eben zum grossen Theile aus steinigen Partikeln und nur zum kleineren Theil aus Wasser besteht. Die sich bewegende Masse hat demnach ein mindestens doppelt so grosses specifisches Gewicht, als das Wasser. Die Steine schwimmen also wirklich nahezu; der geringe Betrag, um welchen sie doch noch schwerer sind als der Schlamm, wird reichlich aufgewogen durch den mächtigen Impuls, den sie fortwährend durch den schweren gleitenden und rollenden Schlamm erhalten.

Die relative Verschiebung der Theile wird natürlich so erfolgen, wie bei allen Strömen, Gletschern und Lavaergüssen: die mittleren Partieen legen den grössten Weg zurück; an den Flanken und am Grunde bewegen sich die Theile der grösseren Reibung entsprechend langsamer. Tritt keine starke rollende Bewegung und keine Einstülpung der Oberfläche auf, so können auf ihr leicht Wälder, Hütten und Strassen — allerdings in Trümmer aufgelöst — weitergeflösst werden.

II. Rutschungen.[4])

Den Schlammströmen verwandt und oft mit ihnen verbunden sind die Rutschungen. Meist sind es hier zusammenhängende Schutt- oder Felsmassen, welche auf einer schiefen Ebene vorwärts gleiten [5]).

[1]) Vergl. T. Fuchs: Sitzber. Akad. Wien 1877.

[2]) Pompeji wurde durch einen solchen Tuffstrom begraben. Vergl. auch Wolff: Ueber Schlammströme von Ecuador. Jahrb. Min. u. Geol. 1878.

[3]) Gibb's Modell eines Moorstromes (1861), welches im geol. Museum von London aufgestellt ist, zeigt die Trümmer einer Landstrasse, welche über das Moor führte. Der Weg wurde zerrissen, verschoben und verschleppt, versank jedoch nirgends im Strome.

[4]) Ein Lehrgedicht vom Jahre 1606 beschreibt die Bergschlipfe recht gut und sucht die Ursache derselben in der Zerstörung durch die Gewässer und im Erdbeben (Räbmann: Ein lustig-ernsthaft Gespräch zweier Bergen. 1606).

Struve (Physiognomik der Erde, 1802) bezeichnet als Ursache die Erweichung gewisser Schichten durch das Grundwasser. Ebel: Schweizer Reise 1804, p. 332. Viele Beispiele bringen: Klöden (Erdkunde); Henz: Erdbau 1856; Bischof: Geol. 1866, p. 472, 548. Balzer: Jahrb. f. Mineral. 1875; Goudard: Proc. Civil. Engin. 1875, p. 223; Tiefenbacher: Erdrutschungen 1880.

[5]) Sind diese Massen stark mit Detritus vermischt und ist dieser durchtränkt, so kann das Gleiten ins Rollen und Strömen übergehen; aus den Rutschungen entstehen dann Trümmer- und Schlammströme.

Manche Gegenden sind derartigen Katastrophen besonders ausgesetzt; dort werden die Ansiedlungen und Weganlagen fortwährend gefährdet und von Zeit zu Zeit partiell zerstört. Ein hartnäckiger Kampf zwischen Kultur und Natur entsteht und nicht selten muss die erstere weichen. Ein grosser geologisch-historischer Blick über die Eigenschaften und Geschicke der bezüglichen Gegend wird entscheiden müssen, ob das letztere gerathen sei oder nicht.[1])

Als Typus führe ich hier die Bergschlipfe an, welche seit dem Ende des vorigen Jahrhunderts fast jährlich das Nollathal (Schweiz) verheerten. Escher berichtet diessbezüglich[2]):

Vordem war das Thal reich an Wiesen; ein unschädlicher Bergbach floss durch dasselbe gleichförmig dem Rhein zu. Da trat der erste Bergschlipf ein und seitdem wiederholte sich das Ereigniss fast jährlich (am gewaltigsten im Jahre 1807).

Sitz und Ursache der Erscheinung liegen im Thalschlusse, wo der Bach vom Hochgebirge herabkommt. Dort stehen lockere, plattige, schieferige und sandige Gesteine an, deren Schichten gegen das Thal einschiessen. Sie werden überlagert von mächtigen Schuttmassen. Da diese aus eben demselben lockeren schieferigen Material bestehen, verrutschen sie, besonders nach anhaltenden Regengüssen, leicht. Man sieht da und dort grosse Wiesenstrecken sammt den darauf stehenden Häusern sich von dem üppig begrasten Gebirgsabhange losreissen und langsam mehrere Klafter weit herabgleiten.[3]) Durch dieses Sinken und Herabrutschen ganzer Strecken Landes entstehen Spalten und Abrisse in der ehedem gleichförmigen, nun aber zerstört aussehenden Oberfläche und man sieht wohl, dass noch grössere Zerstörungen bevorstehen, denn in den zahlreichen Rissen und Einsenkungen, insbesondere in den von Pflanzenwuchs entblössten Stellen sickert das Wasser ein, durchweicht den Grund und veranlasst bei nächster Gelegenheit neue Schlipfe. Diese aber schütten die Trümmermassen ins Thal und die nachschiebenden Bäche breiten den Schutt haushoch über den ehemals üppig übergrünten Thalboden. Bereits ist der am Ausgange des Thales liegende Ort Thusis gefährdet. Der Rhein wird durch die zugeführten Schuttmassen nach Sils hinübergedrängt, wo er all die schönen flachen Gründe verwüstet; ja einmal wurde er durch die aus dem Nollathal herausgeschobenen Schuttmassen ganz abgesperrt. Damals stauten sich die Gewässer des Rhein hinter diesem Schuttdamme und bildeten endlich einen See, welcher das ganze Land 10 Meter hoch bedeckte; unterhalb des Dammes aber lag das Flussbett trocken.

So berichtet Escher.

---

[1]) Hoff (Natürl. Veränderungen III, p. 19) führt Fälle auf, in welchen gefährdete Ortschaften verlassen werden mussten. Strassen und Eisenbahnen vermeiden womöglich alle hohen rutschgefährlichen Gehänge, da die Anlage von tragsicheren Widerlagern zu kostspielig ist.

[2]) Escher: Ueber Bergschlipfe. (Abgedruckt in Leonhard's Taschenbuch 1821, p 631.)

[3]) Da die Häuser aus Holz gebaut sind, vertragen sie die Verschiebungen, ohne einzustürzen.

In diesem Falle waren es Detritusmassen, welche längs des Gehänges abrutschten. In gleicher Weise können aber auch feste Massen Bewegungen ausführen. Ursache ist in ein und dem anderen Falle entweder die Durchwässerung des Bodens[1]), eine Erschütterung oder eine Verletzung der natürlichen Böschung, durch welche das Gleichgewicht des ganzen Gehänges gestört wird. Diese Gleichgewichts-Verhältnisse und deren Störungen sollen im Folgenden betrachtet werden.

III. Die natürliche Böschung und Abklüftung.

Wenn man einen Haufen glatter Kugeln auf eine glatte Ebene schüttet, verschieben sie sich, bis alle in einer Ebene liegen. Nehmen wir statt der Kugeln Polyeder, so bleiben sie gehäuft. Auch wenn wir die Oberfläche der Kugeln und die Unterlage rauh, buckelig oder zackig machen, kann eine Häufung platzgreifen. Je nach der Gestalt der einzelnen Bestandtheile und je nach der ihrer Oberflächenbeschaffenheit wird die Böschung des Haufens sich ändern. Beide Factoren bestimmen den Grad der Verschiebbarkeit, oder die Reibung der betreffenden Masse.

Ferner wird die Böschung bedingt durch die Gravitation, durch das Eigengewicht der Bestandtheile:

Die Böschung eines Kugelhaufens kann sich bei geringer Reibung erhalten, wenn die Kugeln aus leichtem Material bestehen, er rutscht und fliesst aber auseinander, wenn unter übrigens gleichen Verhältnissen schweres Material angewendet wird. Wie sehr durch all' diese Momente der Neigungswinkel modificirt wird, zeigen die folgenden Daten:

Billardkugeln können wir in der bekannten Pyramidenform aufhäufen, wenn die Unterlage nicht zu glatt ist. Schotter verträgt einen Aufschüttungswinkel von 40, ja 45°, lockere Erde und Sand nehmen eine Neigung von 25 bis 40° an. Fein gepulverte Substanzen vertragen oft nur 20 bis 10° Neigung[2]).

In den vorliegenden Fällen wird die Böschung bestimmt durch die erwähnten Momente: durch Schwere, Form und Oberfläche der Bestandtheile. Häufig tritt noch als wesentliches Moment der innere Zusammenhalt (die Häsion[3]) hinzu.

Trockene Erde, deren Böschungswinkel nur durch Form, Oberfläche und Schwere der Theilchen bestimmt wird, ändert ihre Böschung, sobald

[1]) In letzterem Falle wird meist eine wasserführende Schichte, auf welcher die festen Massen liegen, Ursache der Bewegung.

[2]) Fein gepulverte Kohle zerfliesst, wenn man sie noch so vorsichtig häuft, fast nach Art einer Flüssigkeit.

[3]) Ich vermeide die Unterscheidung zwischen Adhäsion und Cohäsion, welche ich in vielen Fällen als illusorische Spitzfindigkeit betrachte. Man denke daran, dass reine Oberflächen äusserst selten in Contact kommen, indem ja unter normalen Verhältnissen jeder Körper von absorbirten und an einer Oberfläche condensirten Gasen begleitet, oft auch von einem Flüssigkeitshäufchen umgeben ist. Ueberdiess spielt die Verkittung oft eine Rolle. In all' diesen Fällen wird es schwer, oft unmöglich, zu entscheiden, was getrennt wurde und welchen Namen man dieser Trennung geben soll.

wir sie durchfeuchten. Die Häsion verwandelt den losen Haufen in einen compacten Körper. Wir können diese Masse nun senkrecht aufthürmen. Die Höhe, bis zu welcher man die Substanz so gestalten kann, hängt ab von der Grösse der Häsion[1]). Betrachten wir derartige Massen, welche in Folge der Durchfeuchtung eine senkrechte Häufung vertragen, so finden wir, dass die steile Böschung nicht in allen Fällen bestehen bleibt; nach einiger Zeit entstehen in dem gethürmten Material Risse, es rutschen Prismen ab und es hinterbleibt schliesslich ein Kern, dessen Böschung wenig abweicht von der natürlichen Böschung, welche die Substanz bei loser, trockener Aufschüttung annimmt. Wir sehen, dass hier die durch die Flüssigkeit bedingte Häsion mit der Zeit durch die Wirkung der Gravitation aufgehoben wird.

Das folgende fundamentale Experiment erklärt den Vorgang: Wenn man die ebene Fläche einer Wagschale auf eine Wasserfläche legt und dann in die andere Wagschale Gewichte legt, löst sich der Zusammenhang[2]) ziemlich plötzlich, aber erst nachdem man eine beträchtliche Summe von Gewichten eingesetzt hat.

Man sollte nun glauben, dass die angewendeten Gewichte direct die Häsion (in diesem Falle die Cohäsion) messen. Das ist aber unrichtig: Auch ein minimales Gewicht bewirkt das Abreissen der Wagschale, wenn man es lange Zeit wirken lässt. Die Häsion, welche der momentan wirkenden Kraft mächtigen Widerstand entgegensetzt, erliegt einer ganz geringen Kraft, wenn diese chronisch wirkt.

Dasselbe tritt wie gesagt auch in der feucht aufgethürmten Sandmasse ein. Auch sie zeigt zwar Anfangs eine starke Häsion, doch wird der innere Zusammenhang durch die Wirkung der Schwere mit der Zeit gelockert und endlich gelöst und es stellt sich der natürliche, von der Häsion unabhängige Böschungswinkel her. Diess gilt nachweislich in manchen Fällen. Es kommt aber auch vor, dass eine offenbar durch die Häsion bedingte steile Wand im Laufe der Zeit ihren Böschungswinkel nicht ändert. Die Lehmmassen der Ziegeleien, die gegen die Flüsse steil abstürzenden Lössmassen, die Trachyttuffe von Neapel bewahren ihre steile Gestalt durch alle Zeiten und lösen sich neue Massen ab, so ist der neue Absturz wieder steil und weicht wesentlich ab von dem Winkel, welchen dasselbe lose gehäufte Material annimmt. Die Ursache dieser durch Häsion bedingten bleibenden Aenderung des Böschungswinkels scheint mir in Folgendem zu liegen:

Alle Gesteine und Erden sind in der Natur von Feuchtigkeit durchtränkt; das Wasser löst alle Substanzen und sättigt sich schliesslich mit ihnen. Wird nun ein Theil des Lösungsmittels entzogen oder die Temperatur oder der Druck in der Masse vermindert, so scheidet sich ein Theil der gelösten Stoffe ab und bildet einen Kitt. Der Praktiker weiss sehr wohl, dass viele lose feuchte Substanzen mit der

---

[1]) Rebhann: Ingenieurwiss. II. 1870, führt den Namen Cohäsionshöhe ein. Ich verweise den Leser auf diese eingehende Arbeit.

[2]) Stefan: Sitzungsber. Akad. Wien 1874, Bd. 69, pag. 713. In diesem Falle trennt man nur scheinbar die Metallfläche von der Wasserfläche. In der That bleibt Wasser an der Wagschale haften, man zerreisst nur das Wasser, überwindet also nicht die Adhäsion, sondern die Cohäsion.

Zeit hart und steinig werden; das geschieht eben in Folge der Ausscheidungen.

Es ist nun wohl begreiflich, dass der hierdurch bedingte Zusammenhalt den Böschungswinkel der Materialien dauernd beeinflusst. Solche Massen sind eben nicht mehr lose, sondern sie sind zum Theil wenigstens cementirt, stellen mithin einen Uebergang zu den eigentlichen Gesteinen dar[1]).

Nun sind wir vorbereitet, das Auftreten der Böschungen in der Natur zu beurtheilen. Unser Hauptresultat ist: In allen losen Substanzen bildet sich ein von der Form, Oberfläche und Schwere der Partikel abhängiger Böschungswinkel. Ist die Masse durchtränkt von einer lösenden Feuchtigkeit, so kann der Böschungswinkel in Folge der eintretenden Häsion und Verkittung dauernd verändert (und zwar regelmässig vergrössert) werden.

Wir gehen nun zu der folgenden praktischen Frage über: Was geschieht, wenn eine natürlich abgeböschte Masse (durch Erosion oder Menschenhand) im Gehänge oder am Fusse angegänzt wird?

Da die Ueberwindung der Häsion durch die Schwere immer längere Dauer beansprucht, entstehen nach einiger Zeit Bruchflächen, welche der natürlichen Böschung sich annähern, sofern dies nicht durch eingetretene Verkittung verhindert wird. Die Verkittung hat regelmässig eine Vergrösserung des Böschungswinkels zur Folge. Da nun dieser Faktor innerhalb weiter Grenzen schwankt, ist man begreiflicher Weise auf die Beobachtung an Ort und Stelle angewiesen. Man wird eben zusehen, welchen Winkel dasselbe Material an benachbarten Stellen, wo durch natürliche oder künstliche Unterwühlung die maximale Böschung erzeugt worden ist, annimmt. Dieser Winkel wird sich dann wohl auch an der frisch angegänzten, abgegrabenen oder unterwühlten Stelle mit der Zeit herstellen. Man berechnet demnach den Druck des „gefährlichen" Prisma, bez. der Schichte, welche der Abrutschung preisgegeben ist, und errichtet die Schutzbauten so stark, dass sie dem nach erfolgter Ablösung zu erwartenden Drucke widerstehen können. Bei zu unternehmenden Bauten wird man natürlich in Gebieten, wo hohe Lehnen mit der natürlichen Maximal-Böschung niedergehen, überhaupt jede Verletzung der Flanken oder des Fusses vermeiden, da man widrigenfalls kostspielige Schutzbauten errichten muss.

Diese einfachen Verhältnisse und Regeln sind jedem Ingenieur geläufig. Verwickelt wird die Sache aber durch das schon mehrfach betonte Moment der wechselnden Durchtränkung. Wir haben gesehen, wie dieselbe, wenn sie mässig ist, eine ephemere Häsionshöhe bedingt, ja wie die Lösungen unter Umständen eine dauernde Verkittung loser Massen und mithin eine steile Böschung schaffen und gestatten. Entgegengesetzt wirkt aber wie bekannt ein Wasserüberschuss. Durch ihn

---

[1]) In diesem Falle kann man nicht nur sagen, der natürliche Böschungswinkel sei durch die Durchtränkung modificirt, es liegt vielmehr jetzt wirklich ein anderer Körper vor uns, dem dieser steile Böschungswinkel ebenso natürlich zukommt, wie dem losen trockenen Material der viel geringere Winkel eigen ist.

wird die Böschung allemal verringert, ja manche Körper (Schlamm, mergeliger Thon) saufen sich leicht so an, dass sie sich dann nahezu wie Flüssigkeiten verhalten[1]. So kommt es, dass vordem feste Massen in Folge der Durchtränkung entschieden hydrostatisch wirken. Da nun eine solche Eventualität riesige Schutzbauten fordern würde, zieht man es in der Praxis vor, das Eintreten des Falles überhaupt unmöglich zu machen.

Bereits Escher gibt in der oben angeführten Schrift als wirksame vorbeugende Mittel an: 1) Bepflanzung der Gehänge, damit eine feste Decke entsteht, welche gegen Einsickern und Unterwaschung schützt; 2) Ableitung der Sickerwasser und Quellen (Pflasterung der Gehänge, Anlage von Canälen und Trockenröhren). Hierdurch werden lose Gebiete, und einzelne wasserführende Schichten, auf welchen mit Vorliebe Rutschungen sich abspielen, unschädlich gemacht.

In der Praxis wird die Lösung dieser Frage allerdings mitunter schwierig und oft genug muss man sich gestehen, dass eben unter der Voraussetzung aussergewöhnlicher Durchwässerung die getroffenen Massregeln nicht genügen werden. Hier werden nun die Praktiker sehr verschieden entscheiden. Die Einen werden billig bauen und riskiren, die Anderen werden kostspielige Bauten anlegen, um selbst die entfernte Möglichkeit eines Unfalles zu vermeiden. Capital und persönlicher bez. Volkscharakter bestimmen diese heikle Entscheidung. Die schwierigsten Fragen dieser Art eröffnen sich wohl im flachen Lande. Hier bestehen oft weite undulirte Strecken aus losem Material, welches unter normalen Verhältnissen als verlässlich und stabil bezeichnet werden muss. In sehr nassen Zeiten tritt aber streckenweise eine so gründliche Auflockerung ein, dass das Terrain an die Grenze der Stabilität kommt. Verletzt man ein so gelockertes Gebiet durch einen Einschnitt, so entstehen Rutschungen, ja Strömungen der Erdoberfläche, deren Tragweite gar nicht abgesehen werden kann[2].

Auch hier liegt ein Fall vor, in welchem die Entscheidung, ob man den Einschnitt riskiren oder die ganze Strecke umlegen soll, verschieden ausfallen wird, je nach Erfahrung und Charakter des Ingenieurs etc.[3]

---

[1]) Das specifische Gewicht solcher Massen ist oft doppelt so gross, als das des Wassers.

[2]) Auf einer englischen Strecke kam in Folge eines Einschnittes etwa $1/4$ Quadratmeile in Bewegung.

[3]) Vgl. die folgenden Werke: Eytelwein: Wasserbau. Hagen: Wasserbau. Henz: Erdbau 1868. Rebhann: Ingenieurwiss. 1870. II. Holzhey: Erddruck 1871. Winkler: Erddruck 1872.

IV. Innere Druckdifferenzen, Störungen des Gleichgewichtes; undulatorische Bewegungen, welche heteromesischen Wechsel veranlassen.

Der Baumeister, welcher Fundirungen durchführt, verfügt über ein reiches Material von Erfahrungen betreffs der Bodenbeschaffenheit, er kennt den inneren, mechanischen Charakter des Erdbodens. Bei ihm müssen wir uns vorerst unterrichten. Dann werden wir die grösseren Phaenomene dieser Art besprechen.

Wir beginnen die Betrachtung mit einem einfachen Falle: Wenn man einen schweren Körper auf ein loses Terrain legt, tritt Verdichtung des Bodens ein; doch greift diese nicht weit um sich, wirkt auch nicht nach allen Seiten gleichmässig und endlos fort, wie in Flüssigkeiten; es wird durch ihn nur eine verdichtete Sphäre (mit vergrösserter innerer Reibung) geschaffen und hiermit ist die Wirkung des Druckes in gewissen Fällen erschöpft. (Wirkung des Druckes auf trockenen Sand, Kies etc.) Nicht alle losen Materialien verhalten sich aber so; die Mehrzahl neigt vielmehr zu Verschiebungen, welche insbesondere bei Gegenwart von Wasser einen hohen Grad erreichen können. So sehen wir, wenn wir den erwähnten schweren Block auf feuchten Sand setzen, eine geringe Einsenkung desselben erfolgen. Rings um den Block aber wird ein der verdrängten Masse entsprechender kleiner Wall aufgetrieben. Feuchter Lehm quillt unter denselben Verhältnissen viel stärker; doch greift die Schwellung auch in diesem Falle nicht weit um sich. Die Kraft erschöpft sich, indem sie in kleinem Umkreise eine Verdichtung und Materialverdrängung bewirkt. Lässt man den Block auf Lehmbrei oder Schlamm wirken, so tritt ringsum ein Aufquellen ein, welches weithin reicht[1]). Ein solches Material vermittelt eben den Uebergang zu den reinen Flüssigkeiten, was sich u. a. auch in dem vorgeführten Falle offenbart.

Eine zweite Gruppe von Erscheinungen tritt uns entgegen, wenn wir die Fundirungen ins Auge fassen. In ein und dem anderen Falle aber werden die Erscheinungen durch die Verschiebbarkeit der Theilchen bedingt, worüber ich hier noch Einiges bemerken muss. Wir haben gesehen, dass die Reibung von der Gestalt und Oberfläche der einzelnen Partikel, von deren Schwere und von der Durchtränkung abhängt. Ausserdem ist die Verschiebbarkeit abhängig von dem erwähnten Erddrucke. Das Mass dieses letzteren Factors wird aber seinerseits wieder bedingt durch den Böschungswinkel der losen Massen[2]).

Die vorgeführten Momente bestimmen die Stabilität der Fundirung bez. Pilotirung.

Das Fundament drückt auf die Basis und erzeugt in den unterlagernden Theilen das Bestreben, seitlich auszuweichen und aufzuquellen.

---

[1]) Hagen: Wasserbau 1870. I. 2. p. 14.

[2]) Wenn wir einen Graben ausheben, sucht das Erdreich beiderseits die natürliche Böschung herzustellen. Die abrutschenden Prismen bestimmen den Erddruck.

Je tiefer nun aber das Fundament niedergeht, desto grösser ist der Druck der überlastenden Erdmassen. Dieser erschwert die Verschiebbarkeit der unterlagernden Partien und so kommt es, dass fast in jedem losen Material eine Tiefe erreicht werden kann, in welcher ein Rammklotz oder eine Mauer fest steht.

Um den Rammklotz erzeugt sich regelmässig die erwähnte Verdichtungssphäre; diese lockert sich jedoch bei anhaltender Belastung allmälig auf, so dass der Klotz nach einiger Zeit den Schlägen (bez. der Last) wieder nachgiebt. Besonders in Lehm, Schlamm, Moor u. s. f. hält die Senkung lange an.

Die Praktiker haben für verschiedenes Material erfahrungsgemäss gewisse Werthe der Tragfähigkeit festgestellt. So z. B. verträgt ein $^1/_3$ Meter dicker Pfahl in festem kiesigem Grund eine dauernde Belastung von 50 Tonnen, ohne merklich zu sinken. In weichem Boden gibt das Rammen, so oft man damit einige Zeit aussetzt, immer wieder einige Millimeter aus, ja in schlammigen und moorigen Böden dringt der Klotz bei 20 Schlägen wohl noch um 2 bis 3 Centimeter ein (Niederlande). Trotzdem kann man in letzterem Falle dem Klotze eine definitive Belastung von 5—10 Tonnen aufbürden, ohne eine Senkung des ganzen Gebäudes befürchten zu müssen. (Hagen, I. 2. p. 180.)

Diese Erfahrungen zeigen, dass selbst leicht verschiebbare Massen einen nicht unbeträchtlichen einseitigen Druck vertragen, ohne merkliche Bewegungen auszuführen. Allerdings setzt dies voraus, dass die Lage der Massentheile nicht in Folge von Erschütterung, Durchrieselung oder Wechsel des Grundwasserstandes geändert wird[1]). Greift einer dieser Factoren ein, so tritt natürlich leicht in Folge der Umlagerung der Theile eine Senkung der Fundamente, ja eine Massenbewegung im ganzen Komplex ein.

Die bisher betrachteten Fälle behandeln die Gleichgewichtsverhältnisse bei Belastung loser Massen. In eine zweite Gruppe ordne ich die Erscheinungen, welche eintreten, wenn man in losem Material Hohlräume erzeugt (Entlastung). Die Einstürze habe ich in einem besonderen Aufsatze behandelt[2]); hier bespreche ich nur die Aushebung von Material (Anlage von Einschnitten, Canälen). In diesem Falle wirkt der durch die abgleitenden Prismen dargestellte Erddruck, welchem man durch Stützung begegnen muss. Durch diesen Druck wird ferner die Basis des Grabens afficirt und es tritt nun dasselbe Verhältniss ein, welches wir oben besprochen: Die Belastung verursacht eine Auftreibung des Bodens, deren Betrag abhängt von der Verschiebbarkeit der Theilchen und dem Maasse des Druckes. In Schlamm oder Torf werden die durch Aushebung entlasteten Partien stark aufgetrieben; mitunter werden die Canäle durch Aufquellen des Bodens schon nach wenigen Jahren ausgefüllt. Bei starkem Erddrucke können auch viel festere Massen (z. B. Thon und Schieferthon, ja Thonschiefer) zum Auf-

---

[1]) Wo Erschütterungen herrschen oder der Wasserstand wechselt, da ändert sich auch das Gleichgewicht. Man setzt deshalb eine Fundirung nicht gerne in den Horizont mit wechselndem Grundwasserstand.

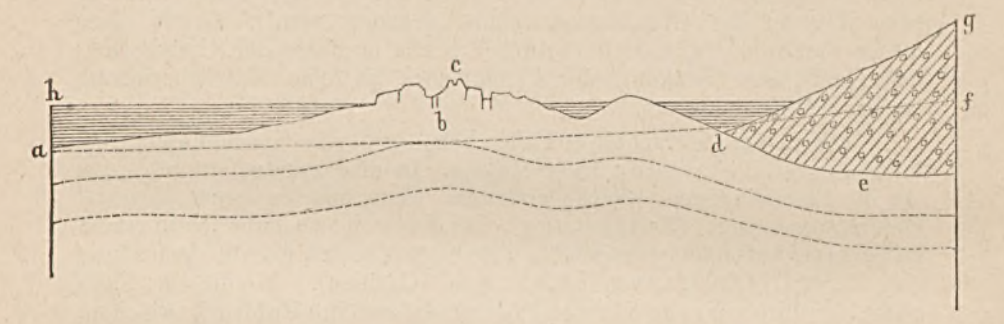
[2]) Reyer: Oesterr. Z. Berg. Hütt. 1881.

quellen gezwungen werden. Stollen und Tunnels, welche man in derartigem Gebirg einbringt, wachsen nicht selten mit der Zeit in Folge des Aufquellens zu. Hier genügt die Wölbung des Stollens nicht, man muss denselben auch nach unten mit einem Gewölbe schliessen; nur die ovale Ausmauerung des ganzen Raumes gewährt dauernden Schutz.

Der Erddruck ist in so leicht verschiebbarem Material mitunter ausserordentlich gross; die Verschiebungen spielen sich nicht selten rasch ab. Je durchwässerter der Boden ist, desto mehr nimmt der Druck einen hydrostatischen Charakter an[1]).

Nachdem wir diese einfachen Folgen der Belastung beziehungsweise Entlastung besprochen, können wir zu complicirteren Gleichgewichtsstörungen übergehen.

Ich erinnere an jene Aufquellungen, welche wir eben als Folge von Belastung beziehungsweise Entlastung kennen gelernt: Wenn man auf schlammigem oder moorigem Boden einen Damm aufschüttet, tritt die Verdrängung und Senkung oft sehr langsam ein; insbesondere die oberflächlich ausgetrockneten und erhärteten Moore sind in dieser Beziehung heimtückisch, indem die verhängnissvollen Bewegungen oft erst nach Wochen oder Monaten sich einstellen und dann ununterbrochen wohl jahrelang anhalten, bis das feste Aufschüttungs-Material den festen Untergrund des Moores erreicht hat. In diesem Falle tritt dann schliesslich eine weithin reichende wellige Auftreibung des verdrängten Landes ein, etwa in der Weise, wie es die beistehende Figur darstellt[2]).



Derartige Niveau-Aenderungen können natürlich besonders leicht constatirt werden, wenn das Gebiet von seichtem Wasser bedeckt ist, wenn

[1]) Im sogenannten „schwimmenden Gebirge" (durchwässerten Schlamm, Moor, Sand) ist das Bauen von Schächten und Stollen schwierig und gefährlich Die Holzzimmerung wird gemeiniglich schon bei einer Drucktiefe von 20 bis 30 Meter zertrümmert, was um so leichter geschieht, als sich oft grosse Massenbewegungen und Verschiebungen des ganzen Terrains einstellen. Karst: Arch. 1854, p. 162. Hartmann: Kohlenbergbau 1862, 382. Lottner: Bergbaukunde 1869. I. 363.

[2]) Ein Damm der Bahn Nantes-Brest, welcher auf schlammigem Boden aufgeschüttet wurde, senkte sich mit der Zeit. Die Auftreibung wirkte auf eine Entfernung von 50 Meter und erreichte eine relative Höhe von 10 Meter. Man vermeidet dergleichen Ereignisse, indem man den Boden entweder pilotirt oder gleich Anfangs das Material in die weiche Masse versenkt, bis es auf dem festen Untergrund aufruht. Immer ist es besser sich von vornherein sicherzustellen, als nachträglich zu repariren, vergl. Henz: Erdbau.

z. B. die Aufschüttung den Schlamm eines Seeufers verdrängt. Da sieht man den Boden in nächster Nähe der Schuttmassen etwas deprimirt, weiterhin aber gewahrt man einen langen Schlammbuckel, welcher parallel dem Ufer als Inselrücken aus dem Wasser auftaucht. Die beistehende Figur stellt einen derartigen Fall im Profil dar: *abdf* war die ehemalige Oberfläche des Schlammes, *hf* ist der Wasserspiegel. Nun wurde ein Damm (*g*) aufgeschüttet. Dieser senkte sich in den Schlamm ein (*def*) und es wurde eine der verdrängten Schlammmasse *def* entsprechende Masse *abcd* aufgetrieben [1]).

Es spielen sich in all' diesen Fällen, wie man sieht, jene verwickelten Hebungs- und Senkungs-Vorgänge ab, deren Ergebniss man als Faltung bezeichnet.

Derartige Faltungen beobachtet man in losen Sedimenten verschiedener Formationen häufig [2]).

Da sieht man die losen Schichten gestaut und geknickt, die eingeschalteten Bänke in einzelne Schollen zerbrochen und in die umliegenden Massen wie in einen Teig eingeknetet u. s. f. Mallet, Fuchs, Karrer, Credner, Lossen, Van der Bröck bilden solche Verhältnisse ab [3]). Fuchs erklärt dieselben durch die Annahme, dass die Schwere in den Detritusmassen gleitende und rollende Bewegungen bewirkt. Credner ist der Ansicht, dass viele dieser Faltungen durch das Gleiten der Gletscher über die losen Sedimentmassen bewirkt worden seien. Ich bezweifle nicht, dass in einzelnen Fällen die letztere Erklärung zutrifft, möchte aber doch meinen, dass weitaus die meisten derartigen Vorkommnisse nicht durch äusserliches mechanisches Eingreifen, sondern durch mannigfaltige innere Gleichgewichts-Aenderungen in den Sedimenten verursacht worden seien. Ich hebe die folgenden Fälle hervor:

1. Wenn lose Massen von Gletschern, Lavaströmen, Sedimenten oder anderen Lasten überlagert werden, weichen sie aus und werfen Falten.

2. Wenn sie einseitig entlastet, unterwühlt oder durch Erosion angegänzt werden, tritt eine faltige Massenbewegung ein.

3. Wenn lose Sedimente auf einer schiefen Ebene aufgelagert sind, tritt mit der Zeit ein Abgleiten und Falten ein; wenn sie in eine Mulde eingelagert sind, stauen sie sich in der Mulde faltig zusammen.

---

[1]) Volger erwähnt einen derartigen Fall: Während das Ufer eines Sees bei Güstrow (Meklenburg) um 15 Meter sank, stieg in der Mitte des Sees eine Insel auf (Volger, Erde und Ewigkeit 1857, pag. 428, vergl. Ueber eine aufgetauchte Insel: Pog. Bd. 52, 1841, pag. 191). Wolf berichtet von einer gegen das Meer sich absenkenden Thonlage, welche sich an einer Stelle 20 Meter hoch aufthürmte (Z. geol. Ges. 1872, pag. 53).

[2]) Ich sehe hier von den Regionen mit typischer Gebirgsbildung ganz ab. Sie sollen in einer besonderen Arbeit behandelt werden. Ich löse den Process der Gebirgsbildung in folgende Momente auf: Verwerfung, einseitige Hebung, faltiges Abgleiten und Stauen.

[3]) Mallet: J. geol. soc. Dublin 1851, pag. 121; T. Fuchs: Jahrb. geol. Reichsanstalt. 1872, pag. 301 und Tafel 12; Karrer: Abhandl. d. Reichs-Anstalt, 1877; Credner: Z. geol. Gesell. 1880, pag. 76 f.

4. Wenn einzelne Partien der losen Massen (z. B. einzelne Schichten, Linsen etc.) local durch Compression, chemische Processe, Auslaugung etc. auf ein geringeres Volumen gebracht werden[1]), treten leicht neue Gleichgewichtslagen in den hangenden Massen ein.

5. Wenn einzelne Partien durch Stoffaufnahme schwellen, können sie Massenbewegungen veranlassen.

6. Wenn in losen Massen, in welchen trotz ungleichmässiger oder geneigter Lagerung Gleichgewicht herrscht, der Stand der Durchwässerung sich ändert, erleidet das Gleichgewicht nothwendig tiefgreifende Wandlungen. Endlich kann.

7. durch Erschütterung ein labiles Gleichgewicht gestört und eine Massenbewegung eingeleitet werden.

Unter diesen Fällen bedarf der Punkt 6 einer näheren Ausführung. Es sind hier folgende zwei Fälle zu unterscheiden:

a) Wenn das Meer oder Grundwasser steigt[2]) und lose Massen durchtränkt, können diese schichtweise so aufgelockert werden, dass sie ein Gleiten und faltiges Rollen der überlagernden Massen bedingen.

b) Wenn das Meer oder Grundwasser fällt (oder das Land sich hebt), so werden die Sedimente, welche bisher in Wasser suspendirt waren, einen vermehrten Druck ausüben und Abrutschungen, Stauungen und Faltungen erleiden.

Wenn wir uns nun in der Natur umsehen, finden wir begreiflicher Weise in den Alluvialgebieten, insbesondere in den Deltas viele Erscheinungen, welche unter die vorgeführten Punkte fallen[3]). Die Schwankungen des Meeres und Grundwassers und die fortwährende Häufung frischer Alluvialmassen über den alten bedingt oft wellige Hebungen und Senkungen, welche einander zum Theile compensiren.

Diese Vorgänge werden häufig begleitet von Erdbeben, welche im Wesentlichen als tektonische Beben bezeichnet werden müssen, wenn sie auch nicht gerade die Kundgebungen einer typischen gebirgsbildenden Bewegung sind.

Seit dem Anfange unseres Jahrhunderts sind insbesondere im Indus- und Mississippi-Delta mehrfach einschlägige Beobachtungen gemacht worden. De la Beche, Lyell u. a. Forscher berichten, wie in den besagten Gebieten oft plötzlich unter Beben des Bodens Senkungen (zum Theile auch Hebungen) platzgreifen; in die muldige flache Senkung

---

[1]) De Stefani meint, dass manche Senkungen der italischen Küstenstriche auf das Oxydiren der organischen Substanzen (Vermodern der Torflager) oder auf die Auslaugung der Kalksubstanz oder endlich auf einfaches Compactwerden (Zusammensitzen) zurückzuführen sein dürften. (Mem. comit. geol. 1877, pag. 85.)

[2]) Oder wenn das Land sich senkt. Vergl. Suess: Verhandl. d. Reichs-Anst. 1880, pag. 173.

[3]) Siehe meine Abhandlung über die Geschicke der Alluvialgebiete. Geograf. Gesell. Berlin 1881.

tritt dann je nach Umständen See- oder Flusswasser ein und der neugebildete See (beziehungsweise die Lagune) bleibt dann bestehen, bis er durch marine, fluviatile oder brackische Sedimente ausgefüllt ist [1]).

Diese Processe wiederholen sich nun im Laufe der Zeit an verschiedenen Orten: Hier gehen die Bewegungen langsam und anhaltend, dort gehen sie ruckweise vor sich. Hier hält die Senkung an; das Süss- oder Salzwasser bleibt durch lange Zeit in der Mulde stehen und setzt Sedimente ab. Dort gehen die Senkungen ruckweise vor sich: die Seebecken versumpfen und verlanden und Wälder gedeihen auf dem neu aufgeschütteten Boden; dann tritt wieder eine Senkung, Seebildung und Sedimentirung ein u. s. f.

So kommt es, dass die Alluvialgebilde insbesondere dort, wo sie an das Meer grenzen, eine grosse Mannigfaltigkeit von vicarirenden heteromesischen und heteropischen Formationen aufweisen.

Schotter, Sand und Schlamm, Moore, Wälder (Torf und Kohle), Süss-, See- und brackische Sedimente wechsellagern miteinander. Das Delta des Po, des Mississippi u. a. Flüsse weisen derartige Verhältnisse auf. Auch rechne ich hierher jene Fälle von meerbedeckten Wäldern, welche in jeder Geologie angeführt werden [2]).

Endlich glaube ich, dass gewisse heteromesische Combinationen, welche man in verschiedenen Systemen antrifft, unter denselben Gesichtspunkt fallen. Vor allem verweise ich auf die Wechsellagerung von Kohlenflötzen mit marinen Bildungen [3]). Da sieht man bald ein mächtiges Flötz, bald eine Reihenfolge kleiner Flötze, welche durch marine Einlagerungen von einander getrennt sind; an anderen Stellen ist die marine Formation zu einer continuirlichen Entwickelung gelangt und nur einzelne lacustre Lager treten dazwischen [4]).

---

[1]) Ueber die Massenbewegungen und Erdbeben von Kutsch (Indus) berichten: De la Beche: Theoret. Geol. übers. Hartmann 1836, pag. 75; Lyell: Principles 7. Aufl., pag. 438. Q. J. geol. soc. 1846 und N. Jahrb. Mineral. 1848, pag. 77; neuerdings Bartle: Journ. Roy. Geogr. Soc. London 1870, pag. 181.

Hebungen, Senkungen und Beben im Mississippi-Delta behandeln: Sillimans J. 1829 (Spaltbildung parallel dem Alleghany-Gebirg); Lyell: in Brit. Assoc. Rep. 1846; Athenaeum 1846. Zweite Reise nach Amerika, übers. von Dieffenbach, II., 178, 228. Vergl. I. Reise 328.

[2]) Die versunkenen Wälder von Scandinavien, England, Frankreich, Spanien, Italien halten sich an die Detritusmassen, welche von den Thälern in die See hinausreichen.

Correa de Serra: Phil. Trans. 1799, pag. 145 beschreibt die submarinen Wälder von Lincolnshire und schliesst auf eine Senkung jener Landschaften.

Link: (Urwelt und Alterthum 1822, II., 109) über gesunkene Küstenstriche von Holland vergl. Beaumont: Leçons geol. pratique.

De la Beche: Cornwall 1839, pag. 417 f. und Theoret. Geol. pag. 390.

Lyell: Zweite Reise nach Amerika, übers. von Dieffenbach, 1851, 321.

Smith: Q. J. geol. soc. 1847, pag. 237 über versunkene Wälder an der französischen Küste.

Jamieson: Q. j. geol. soc. 21, pag. 186.

[3]) Schmick, welcher mehrere werthvolle Beiträge zur kosmischen Geologie geliefert hat, dürfte wohl irren, wenn er die eben erwähnten Erscheinungen auch mit kosmischen Einflüssen in Zusammenhang bringt. (Schmick: Schwankungen 1872, pag. 22). Gewisse Wechsellagerungen mächtiger terrestrer und mariner Sedimente mögen allerdings durch Oscillationen des Seespiegels bedingt sein.

[4]) Vergl. Naumann: Geologie 1850, II., 495, 578.

Besonders auffallend ist die Erscheinung, dass mitunter mehrere tausend Meter mächtige Ablagerungen in allen Horizonten Einschaltungen von Seichtwasser-Formationen enthalten [1]. Ich denke, dass sich eben auch hier ruckweise Senkungen in Folge von Massenbewegungen abgespielt haben.

Ich schliesse hiermit diese Skizze, welche verbunden mit der Studie über die Bewegung im Festen als Einleitung in die Lehre von der Gebirgsbildung dienen soll.

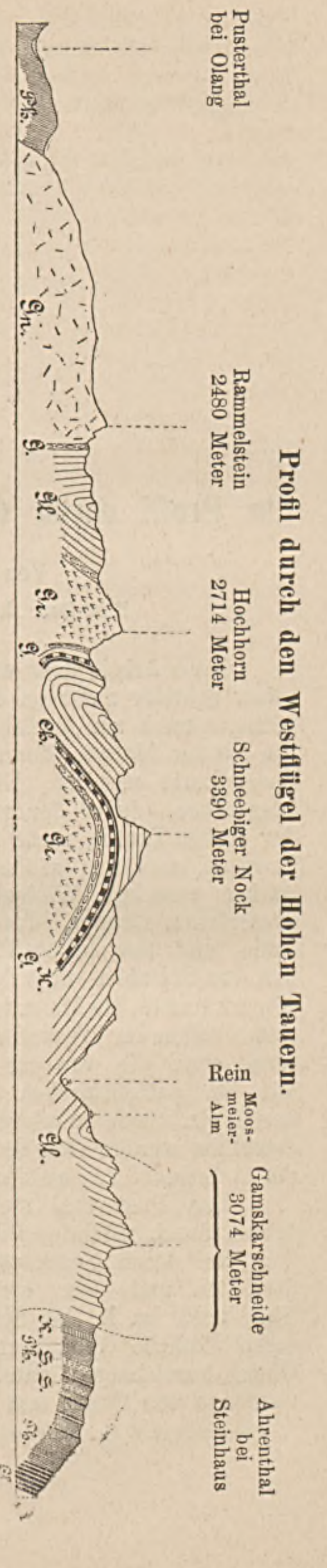
[1]) Kohlenformation von Nova Scozia. J. Hall; Pal. III. Introd.

Ein Profil durch den Westflügel der Hohen Tauern.

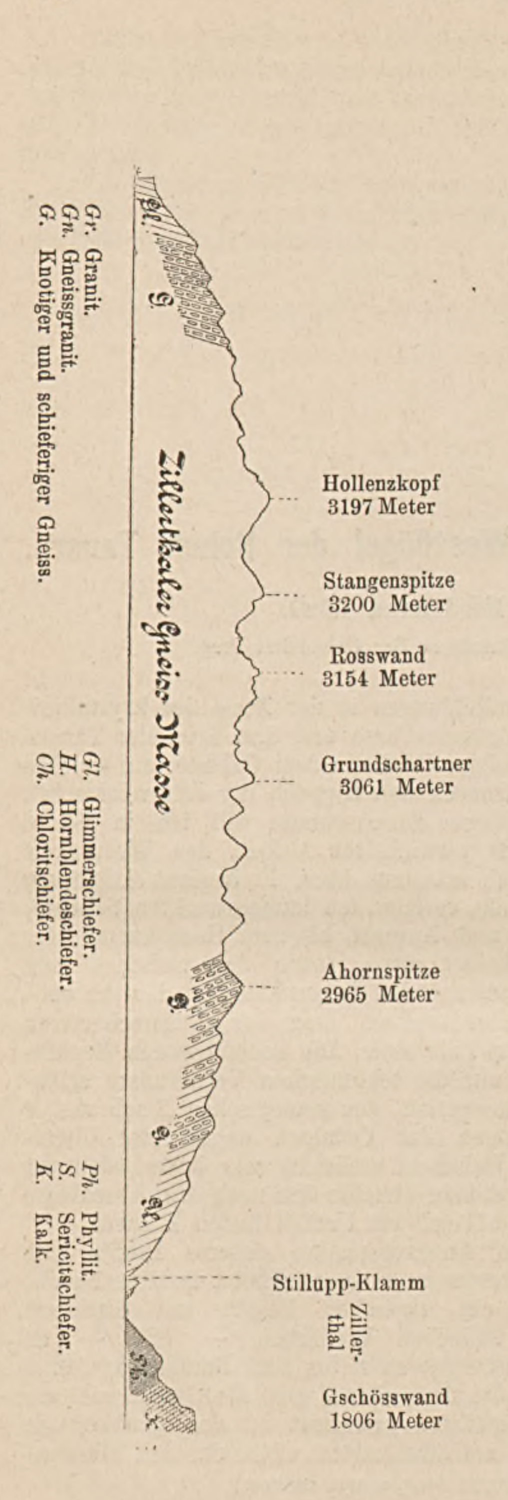
Von Dr. Ferdinand Löwl.
Priv.-Doc. der Erdkunde an der Universität Prag.

Eine Arbeit über die Thalbildungen in der Zone der krystallinischen Schiefer zwischen dem Brenner-Passe und dem Krimmler Tauern nöthigte mich zur Aufnahme einiger Profile in dem Gebiete, auf welches die Blätter Matrei, Sterzing, Bruneck und Hippach der österreichischen Specialkarte entfallen. Einen dieser Durchschnitte will ich in Kürze besprechen, da er den ziemlich verwickelten Aufbau des Westflügels der Hohen Tauern recht deutlich erkennen lässt. Er beginnt östlich von Bruneck, bei Olang im Pusterthale, verfolgt den langgestreckten Scheiderücken zwischen Wielenbach und Antholz bis zum Hauptkamme der Rieserferner-Gruppe, durchschneidet diese, sowie den zwischen dem Rein- und dem Ahren-Thale aufragenden Tauernkamm und zieht endlich von Steinhaus über den Hollenzkopf und längs des wildzerscharteten Ahornkammes bis Maierhofen im Zillerthale. Die nachfolgenden Begleitworte sollen im Wesentlichen nur die tektonischen Verhältnisse erläutern, ohne die von der ersten Section der geologischen Reichsanstalt auf die paläolithischen Bildungen der Ostalpen angewandte Untersuchungsmethode zu adoptiren. Ueber die vielleicht sehr hohe Bedeutung derselben werden sich Fernerstehende ohnehin erst nach dem Abschlusse der Arbeiten Stache's und Teller's ein Urtheil bilden können.

Das Pusterthal stellt im Ausgangspunkte unseres Profils eine breite, durch mächtige Diluvialterrassen ausgezeichnete, isokline Furche dar, an deren Seitenwänden ein typischer Phyllit mit östlichem Streichen und sehr steilem südlichen Verflächen — 80° — zu Tage tritt. Im N. des Schweinsberges steht bis zum Rammelstein eine eigenthümliche Gebirgsart an, die man ebenso gut als Granit wie als Gneiss bezeichnen könnte. Entschieden granitisch ist das grobkörnige Gemenge von Quarz und wohl individualisirtem Orthoklas mit glänzen-



Profil durch den Westflügel der Hohen Tauern.



den Spaltungsflächen; der Glimmergemengtheil — Kali- und Magnesiaglimmer — dagegen, der in unregelmässig gewundenen, schuppigen Flasern und Streifen auftritt, bedingt in dem ursprünglich wohl granitischen Gesteine eine gneissartige Structur, welche dem gewaltigen Lateraldrucke zuzuschreiben sein dürfte. Dieser Antholzer Gneissgranit wurde unter dem Phyllit hervor zu einem mächtigen Gewölbe aufgetrieben. Erst am Fusse des Rammelsteins, auf dem in der Specialkarte eingezeichneten Jochübergange, trifft man wieder deutlich geschichtete Felsarten und zwar einen seiger aufgerichteten, knotig-flaserigen Gneiss, der stellenweise in typischen Augengneiss übergeht und hier ebenso wie in der Rieserferner- und Zillerthaler Masse an den Aussenrand des granitischen Gebirgskernes gebunden zu sein scheint. Er geht allmälig in echten Glimmerschiefer über, dessen Schichten in der Nähe des Mühlbacher Joches unter 75° in S. einfallen. Im Liegenden folgt wiederum der knotig-flaserige Gneiss.

Nördlich von dieser Synklinale erhebt sich der Granit — eine feinkörnige, sehr quarzreiche Varietät mit richtung- und regellos eingestreuten Biotitschüppchen — im Hochhorn wieder bis zu 2714m. Er bildet hier ein gegen N. überschobenes Gewölbe, denn der Gneiss und der Glimmerschiefer des Eggenbachkars fallen unter Winkeln von 80—85° unter ihn ein.

Beim Anstiege aus dem genannten Kare zur Höhe des Gänsebichljoches passirt man eine bunte Schichtenreihe von Glimmer-, Hornblende- und Chlorit-Schiefer, die constant unter den Granit des Hochhorns einfallen und offenbar noch zu dem südlichen Schenkel der im Profile dargestellten verdrückten Synklinale gehören. Jenseits des Joches ragen zunächst noch einige platte, abgeschliffene Inseln von Glimmerschiefer (Stunde 6; 70° S.) aus dem Firne des Geltthaler Ferners empor. Die zahlreichen Rundhöcker unterhalb der Gletscherzunge aber gehören bereits dem Granitgewölbe der Rieserferner-Masse an. Diese ungeheuere Aufbruchswelle steigt aus dem Tauferer Thalboden jäh hinan zur Wasserfallspitze und bildet von hier bis zum Putzernock einen durch überaus kühne Gipfelbauten ausgezeichneten Hochgebirgskamm [1]). Im Gebiete der Schwarzen Wand und des Schneebigen Nock verschwindet der Granit unter einem mächtigen Schiefermantel, aus dem er erst weiter im Osten, im eigentlichen Hochgallstocke wieder emporgepresst wurde. Vom Hochgall weg sinkt er hierauf über die Ohrenspitzen und das Almerhorn allmälig hinab in die Tiefe des Deffereggenthales, auf dessen Sohle und an dessen Gehängen er sich noch weit gegen Osten verfolgen lässt. Bei Erlsbach muss man an beiden Thalwänden noch immer gegen 300 m hoch empor steigen, ehe man den Gneiss und Glimmerschiefer erreicht, die gegen Nord und Süd unter Winkeln von 50—60° vom Granite abfallen. Das antikline Deffereggenthal ist daher in geologischem Sinne als die unmittelbare Fortsetzung des mächtigen Hauptkammes der Rieserferner-Gruppe anzusehen.

---

[1]) Vergl. die schöne Karte der Rieserferner-Gruppe in der Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines. 1880, Taf. 13; und die instructive Ansicht dieser Gruppe vom Stuttenock ibid. Taf. 16.

Bei der Erklärung dieser problematischen Lagerungsverhältnisse ist nun zunächst die Annahme, dass der Granit Apophysen in den Glimmerschiefer injicirte, von vornherein ausgeschlossen, da der Granit überall lagerförmig in den Schiefer eingeschaltet ist und diesen an keiner Stelle gangförmig durchsetzt. Auf verschiedenalterige Effusionsdecken lassen sich die einzelnen Granitbänder natürlich auch nicht zurückführen; es bleibt also nur die Annahme übrig, dass der Granit und der Schiefer — analog dem Gneisse und Kalke des Berner Oberlandes — durch complicirte Faltungen ineinander gepresst und geknetet wurden. Eine genaue Darlegung dieser Verhältnisse kann selbstverständlich nur Der bieten, welcher das ganze nichts weniger als leicht zu begehende Gebiet zwischen Fensterlekofel, Hochgall und Reinthal mit peinlicher Sorgfalt untersucht und bis ins kleinste Detail aufgenommen hat. Sieht man jedoch von den verwirrenden Einzelheiten ab, so stellt sich der Rieserferner-Kamm längs unseres Profils als ein mächtiges Gewölbe mit granitischem Kerne dar. An der Zusammensetzung des Schiefermantels, dem die Gipfel des Schneebigen Nock und seiner Umgebung bis zum Gatternock angehören, betheiligen sich Amphibol- und Chloritschiefer, hauptsächlich aber ein sehr fester, quarzreicher Glimmerschiefer. Der Granit des Gewölbekerns ist mit dem der südlichen Aufbruchswelle zwischen Mühlbach- und Gänsebichljoch identisch. Diese beiden, durch die gegen Norden geöffnete Schiefermulde des Gänsebichljoches getrennten Antiklinalen bilden daher mit einander eine recht ansehnliche Zwillingsmasse. Ihr tektonisches Verhältniss zu der südlichen Masse des Antholzer Granits ist schwer festzustellen. Beide Gebirgskerne als gewölbartige Auftreibungen einer und derselben in Falten gelegten Effusionsdecke aufzufassen, verbietet ihre auffallende lithologische Verschiedenheit. Am besten wird man den thatsächlichen Verhältnissen und zugleich der herrschenden Theorie gerecht durch die Annahme, dass der Rieserferner und der Antholzer Granit auf zwei selbständigen, parallelen Hauptgangspalten emporstiegen und einander erst nachträglich durch den Tangentialschub näher gerückt wurden. Die Rieserferner-Masse drängte, wie wir gleich sehen werden, gegen den im Norden vorliegenden Zillerthaler Gneisswall an, während ihr die südliche Antholzer Masse bis auf eine geringe Entfernung nachgeschoben wurde.

In der Nähe der Gelthal-Alpe geht der oben beschriebene Rieserferner-Granit allmälig in eine eigenthümliche, für das ganze südliche Gehänge des unteren Reinthales charakteristische Varietät über. Das feinkörnige Quarz-Feldspathgemenge bleibt unverändert, die Biotittäfelchen aber erscheinen nicht mehr einzeln eingestreut, sondern liegen in ganzen, oft 1—2''' mächtigen, prismatischen Stössen über einander. Diese dunklen Glimmerblättchen-Säulen verleihen dem Gesteine ein sonderbar geflecktes Aussehen und hinterlassen, wenn man sie entfernt, mitunter deutliche röhrenförmige Narben.

Am Ausgange des Gelthales, der durch eine trefflich erhaltene alte Stirnmoräne abgeschlossen ist [1]), steht noch auf beiden Seiten

[1]) Das Gelthal birgt in seiner Abgeschlossenheit überhaupt eine Fülle interessanter Details. Von den oben angedeuteten absonderlichen Contactverhältnissen

Granit an. Wandert man aber vom „Putzer“ am Fusse der steilen Abhänge des Gatternock thaleinwärts gegen Rein, so stösst man alsbald auf Glimmerschiefer, der in der allgemeinen Streichungsrichtung des Gebirgs mannigfach zusammengedrückt und gefältelt ist. Er fällt sehr sanft vom Granit gegen Ost und Nordost ab und dürfte an diesem längs einer transversalen Verwerfungsspalte abgesunken sein.

Am Südfusse der Hochgallmasse, und zwar im Süd-Osten des Culminationspunktes derselben, des Hochgall selbst, liegt der wegen seiner landschaftlichen Schönheit berühmte Antholzer See. Seine Entstehungsgeschichte regt zu einer Kritik der von Desor aufgestellten Eintheilung der Alpenseen in „orographische“ und Auswaschungsseen an. Die letzte Kategorie wurde in neuerer Zeit in Folge der richtigen Würdigung der Erosionsthätigkeit des fliessenden Wassers allerdings fallen gelassen, die erste dagegen, die Kategorie der orographischen Seen, bildet noch immer eines der wichtigsten Glieder in allen genetischen Eintheilungen der Seen überhaupt. [1]) Der Antholzer See wird durch die Tektonik der beiden Thalwände als orographischer See charakterisirt: Im Norden starren die Granitmauern des Hochgallstockes empor, an der südlichen Thalwand dagegen treten die Schichtenköpfe der von der Rieserferner-Masse abfallenden Schieferhülle zu Tage. Wir haben es also mit einem typischen Comben-See zu thun. Die Entstehung desselben ist jedoch nicht etwa auf Vorgänge, welche sich während der Faltung und Aufrichtung des Gebirges abspielten, zurückzuführen, sondern einzig und allein auf einen ungeheueren Schuttkegel, der sich vor Zeiten von den Abhängen der Rothen Wand herabwälzte und das obere Antholzer Thal der ganzen Breite nach absperrte. Die Bezeichnung Comben-See oder orographischer See überhaupt veranschaulicht also nur den physiographischen Charakter eines Sees, während sie in genetischer Hinsicht völlig bedeutungslos ist.

Wird dieser See als Mulden-, jener als Comben-See angeführt, so erfährt man eben nur, dass der eine in einem synklinen, der andere in einem isoklinen Thale liegt; wie aber ihre Becken in der Thalsohle entstanden, wird damit keineswegs erklärt. Hieraus folgt natürlich, dass jede Eintheilung der Seebildungen, welche die orographischen Seen als selbständiges Glied aufnimmt, unlogisch ist, da sie nicht weniger als zwei Eintheilungsgründe, einen genetischen und einen rein physiographischen, besitzt.

Kehren wir nach diesem kleinen Excurse in's obere Geltthal zurück. Wie früher erwähnt wurde, taucht hier der Granit unter eine 300—500 m. mächtige Schieferdecke, durch welche die ganze Aufbruchswelle ihrem Streichen nach oberflächlich in einen West- und Ost-Flügel zerfällt. Die äusserst verwickelten Verhältnisse, unter denen der Glimmerschiefer den Granit überlagert, verrathen ein Gebiet grossartiger Dislocationen, wahrscheinlich energischer Faltungen. Von der

---

zwischen Granit und Schiefer abgesehen, ist es auch durch eine energische Stufenbildung und durch gut conservirte Spuren des erratischen Phänomens ausgezeichnet.

[1]) Vergl. Peschel-Leipoldt, physische Erdkunde. II. 329.

Zunge des Geltthaler Gletschers steigt der Granit an beiden Thalwänden noch 2—300 M. empor. Hierauf aber folgt ein buntes Durcheinander von breiten Granitbändern mächtigen Schieferschollen und kleineren Schieferlappen, welche bald keilförmig in den Granit hineingestossen, bald regelmässig mit ihm zu wechsellagern scheinen. Die Grenzlinien zwischen dem lichtgrauen Granite und dem rothbraun verwitterten Schiefer sind auch aus der Ferne genau zu verfolgen.

Südöstlich von Rein, in den Verzweigungen des oberen Bacherthales tritt, wie unser Profil erkennen lässt, unter dem Schiefermantel zunächst der knotigschieferige Gneiss und unter diesem endlich der Rieserferner-Granit zu Tage. Wer durch das Knuttenthal nach Rein herabwandert, der wird bei günstiger Beleuchtung überrascht durch den scharfen, auch in rein landschaftlicher Hinsicht überaus wirksamen Contrast zwischen den grauen Granitwänden des Hochgall, Wildgall, Putzer Nock, der Windschar- und Wasserfallspitze einerseits und der rothbraunen Schieferinsel des Schneebigen Nock und Gatternock anderseits.

Die Fortsetzung unseres Profils durchschneidet zunächst den Tauernkamm zwischen Rein und Steinhaus. Das nördliche Gehänge des Reinthales entblösst bis hinauf zu der kleinen Terrasse der Moosmeier-Alpe die Schichtenköpfe des in Nordwest einfallenden Glimmerschiefers (Stunde 3; 45—50° Nordwest). Gleich oberhalb der Alpe lässt sich jedoch eine deutliche Synklinale nachweisen. Der Schiefer fällt von hier bis hinüber ins obere Klausenthal im Allgemeinen gegen Süden ein, ist aber im Streichen so gestört, dass man neben dem herrschenden südlichen bald ein südwestliches, bald ein südöstliches Verflächen constatiren kann. Auf der Höhe der Gamskarschneide fallen die Schichten unter 60—70° in Süd.

Weiter im Norden, gegen das Ahrenthal hinab, kommt, wie schon Niedwiedzky im XXII. Bande des Jahrbuches der Geol. R.-A. nachgewiesen hat, unter dem Glimmerschiefer eine reichgegliederte Gruppe jüngerer, phyllitischer Gesteine zum Vorschein (Stache's Kalkphyllitgruppe). Der Tauernkamm zwischen dem Rein- und dem Ahrenthale erweist sich daher als eine an dem Rande der grossen Zillerthaler Gneissmasse gestaute und gegen Norden überstürzte Falte. — Die phyllitische Schichtenreihe ist an den oberen Gehängen, namentlich aber in den Ausgangsklammen der beiden Klausenthäler, die sich bei Steinhaus ins Ahrenthal öffnen, ziemlich gut aufgeschlossen. Sie besteht hauptsächlich aus stahlgrauem Phyllit mit grossen Quarzlinsen, ferner aus Chloritschiefer mit Serpentinlagern und einem glänzenden Sericitschiefer, demselben Gesteine, welches Niedwiedzky in seinem Profile des Ahrenthales als Talkschiefer anführt. In der Nähe der Glimmerschiefergrenze ist dem Phyllite endlich ein c. 5m mächtiges Lager körnigen Kalkes eingeschaltet. Der Phyllit, welcher stellenweise durch besser individualisirte Muscovitblättchen dem Glimmerschiefer ähnelt, herrscht im Süden vor, wechsellagert hierauf wiederholt mit Sericit- und Chloritschiefer und wird endlich von diesem in der Nähe des Ahrenthales vollständig verdrängt. Jenseits dieser Thalfurche stösst man zunächst auf einen dünngeschichteten, gneissähnlichen Glimmerschiefer, der Stunde 5 streicht und sehr steil (85°) in Süd einschiesst.

Im Liegenden folgt ein schieferiger und knotig-schieferiger Gneiss, welcher unmittelbar die eigentliche grosse Gneissmasse der Zillerthaler Alpen überlagert. In diesem seiner Ausdehnung und Erhebung nach gewaltigen Gebirgskerne kommen die verschiedenartigsten Granit- und Gneiss-Varietäten in raschem Wechsel und zahlreichen Uebergängen vor. In der Region des wasserscheidenden Hauptkammes steht ein quarzreicher Biotit-Granit an, der in anderen Gebieten, z. B. in der böhmischen Scholle, unbedenklich als echter eruptiver Granit angesehen werden könnte. Neben ihm spielt der eigentliche, durch staubförmig eingestreute Muscovitschüppchen charakterisirte Centralgneiss eine bedeutende Rolle. Zwischen der Stangen- und der Ahornspitze endlich findet man massigen, flaserigen, stengeligen, schieferigen, Augen-Gneiss u. s. w. in regellosem Durcheinander. Die ganze Masse lässt sich am leichtesten und auch am treffendsten mineralogisch charakterisiren — als ein krystallinisches Gemenge von Quarz, Feldspath, Muscovit, Biotit und Chlorit. Eine geologische Gliederung auf Grund petrographischer Kriterien ist — wenigstens längs unseres Profils — kaum durchführbar.

Im Gebiete der Ahornspitze gewinnt endlich der oft genannte knotig-schieferige Gneiss wieder die Oberhand und bildet in Glimmerschiefer übergehend den nördlichen Saum des Zillerthaler Gebirgskernes. In der Umrandung des Maierhofer Thalbeckens wird er von zwei durch Phyllit getrennten Kalkzügen gleichförmig überlagert. Seine deutliche Schichtung gestattet die Bestimmung der Streichungs- und Fallrichtung: Stunde 5—6; 70° N. — Die Zillerthaler Gneissmasse lässt sich daher in dem Profile Steinhaus-Maierhofen entweder als eine einzige ungeheuere Antiklinale oder aber als ein ganzes System zusammengedrückter Falten auffassen. Für die zweite Annahme spricht ein westliches Parallelprofil durch das Gebiet des Schwarzensteingrundes. Hier ist nämlich der Gneissmasse ein heterogenes Glied eingeschaltet, welches den ziemlich einfachen Bau des ganzen Gebirges verräth.

Am Mörchner, nordnordwestlich von der Schwarzensteinspitze, wird der massige Granit-Gneiss von der flaserigen und schieferigen Varietät überlagert, welche sehr steil, unter Winkeln bis zu 85°, in Nord-West einfällt und erst bei der Grawander Alpe, in einer Entfernung von 1½ Kilometer — hier mit steilem, südöstlichem Verflächen — wieder zum Vorschein kommt. In dieser Gneissmulde ist nun eine mächtige synkline Schieferscholle eingeklemmt, welche vorwiegend aus Amphibolschiefer mit schönem Aktinolith (Grosser Greiner), ferner aus Chlorit-, Talk- und Glimmerschiefer besteht. Weiter gegen Nordwest thürmt sich der Gneiss im Gr. Ingent und im Riffler (Tuxer Hauptkamm) zu einer zweiten Antiklinale auf, die bis in das Gebiet des grossen Tuxer Gletschers, der „Gefrorenen Wand" hinüberreicht. Die gesammte Zillerthaler Urgebirgsscholle setzt sich demnach längs des Durchschnittes: Luttach (Ahrenthal)- Schwarzensteinspitze-Mörchner-Ingent-Riffler aus zwei eng an einander gepressten, durch eine Schiefersynklinale getrennten Gneissgewölben zusammen.

Eine auffallende Anomalie zeigt die Thalbildung in der zuletzt behandelten ausgedehnten Gneissmasse. Dem allgemeinen Gebirgsbaue nach sollte man ein höchst einfaches Erosionsrelief erwarten: Einen



wasserscheidenden Hauptkamm mit transversalen Seitengraten. In der That aber erscheint der Zillerthaler Gebirgskern vom Pfitscher Joche bis nach Maierhofen durch die verhältnissmässig sehr tief ausgefurchte „Gebirgsspalte" des Zemmthales orographisch in zwei selbständige, parallel verlaufende Kämme, den Zillerthaler und den Tuxer Hauptkamm, zerschnitten. Das Zemmthal selbst galt bisher auf Sonklar's Autorität hin ohne Weiteres für ein Längenthal und als solches auch für einen der wichtigsten Grundzüge in der Architektonik des ganzen Gebietes [1]; doch wusste Niemand zu sagen, unter welcher Kategorie der tektonischen Thäler es denn eigentlich unterzubringen sei [2]. Es ist weder ein synklines, noch ein anti- oder isoklines Thal, eine Verwerfungsspalte lässt sich auch nicht nachweisen, es bliebe daher schliesslich nur die Annahme einer grossen, durch den ungleich intensiven Tangentialschub hervorgerufenen horizontalen Verschiebung übrig. Eine solche Voraussetzung hat à priori viel für sich, da man sich im Hinblicke auf die eigenthümliche orologische Stellung des Zemmthales — es durchschneidet diagonal das Streichen der Schichten — nur schwer entschliessen kann, diese merkwürdige, tief eingeschnittene Furche als reine Erosionswirkung aufzufassen. Schliesslich muss man sich aber doch hiezu bequemen, da eine Untersuchung der beiden Thalwände am Ausgange der Dornauberg-Klamm in das Maierhofer Sammelbecken auch die Annahme einer horizontalen Verschiebung ausschliesst. An der bezeichneten Stelle wird nämlich der Glimmerschiefer, welcher den Nordrand der Zillerthaler Gneissmasse begleitet, von dem ersten Maierhofer Kalkzuge überlagert. Die Grenze zwischen Schiefer und Kalk ist deutlich zu verfolgen. Ihr Verlauf zeigt von der linken zur rechten Thalwand auch nicht die geringste Abweichung und stellt daher den Charakter und die Entstehung des Zemmthales durch Erosion ausser Zweifel. — Reine Erosionsthäler sind auch der Schlegeisengrund, der Schwarzensteingrund, die Gunkel, Floite, Stilluppe und der Zillergrund, die in orologischer Hinsicht mit den Thalbildungen des Nordabhanges der eigentlichen Hohen Tauern vollkommen übereinstimmen.

[1] Sonklar, die Zillerthaler Alpen. Ergänzungsheft zu Petermann's geogr. Mitth. Nr. 32. S. 2.

[2] Vergl. Supan, Studien über die Thalbildungen des östlichen Graubündens und der Tiroler Central-Alpen. S. A. aus den Mitth. der k. k. geogr. Ges. 1877. S. 92 ff.

Die Verbindung des Kaiserwaldes mit dem Erz-Gebirge.

Von Dr. Ferdinand Löwl.

Reuss machte bereits vor 30 Jahren in seiner Arbeit über „die geognostischen Verhältnisse des Egerer Bezirkes und des Ascher Gebietes in Böhmen" aufmerksam auf den engen orologischen Connex der in der Umrandung des Egerer Tertiärbeckens zusammentretenden Gebirgszüge: des Böhmerwaldes, Fichtel- und Erzgebirges und endlich des „Tepler Mittelgebirges". [1]) Später gelang es Hochstetter und Jokely, welche die tektonischen Grundzüge dieses Gebietes zuerst entzifferten, die unmittelbare Zusammengehörigkeit des Karlsbader und des Erz-Gebirges nachzuweisen. [2]) Die Resultate ihrer Untersuchungen treten auf Hauer's geologischer Uebersichtskarte von Oesterreich-Ungarn mit genügender Deutlichkeit hervor. Es zeigt sich, dass einerseits die centrale Granitmasse des Karlsbader Gebirges unter den jungtertiären Bildungen des Falkenau-Ellbogner Beckens hinweg in dem Granite von Neudeck-Eibenstock ihre directe Fortsetzung findet, während andererseits — weiter gegen Westen — der Phyllit-Riegel von Maria-Kulm, den die Eger zwischen Königsberg und Schaben durchbrach, die beiden genannten Gebirge unmittelbar miteinander verbindet.

Dieser Phyllit-Riegel liegt genau im Streichen jenes grossen Bruches, welcher nach der Ablagerung der unteren, vorbasaltischen Braunkohlenformation den oberflächlichen Zusammenhang zwischen dem Karlsbader und dem Erz-Gebirge aufhob. [3])

Der niedrige, plateauartige, von der Eger und dem Liebaubache durchfurchte Thonschiefer-Rücken ist daher als der stehen gebliebene Westsflügel des zwichen Schaben und Karlsbad versunkenen Gebirgskeiles aufzufassen. Seine problematischen Lagerungsverhältnisse fielen schon Jokely auf. Er constatirte, dass der Glimmerschiefer des Kaiserwaldes in dem Gebiete von Kirchenbirk in Nord verflächt, während die

---

[1]) Abhandl. der k. k. geolog. Reichsanstalt 1. Bd. 1. Abth. S. 2, 3.

[2]) Hochstetter, Karlsbad, seine geognost. Verhältnisse und seine Quellen. S. 1, 3 u. s. f. — Jokely, zur Kenntniss der geologischen Beschaffenheit des Egerer Kreises in Böhmen. Jahrb. der geol. Reichsanstalt 1856, S. 480, 495, 503.

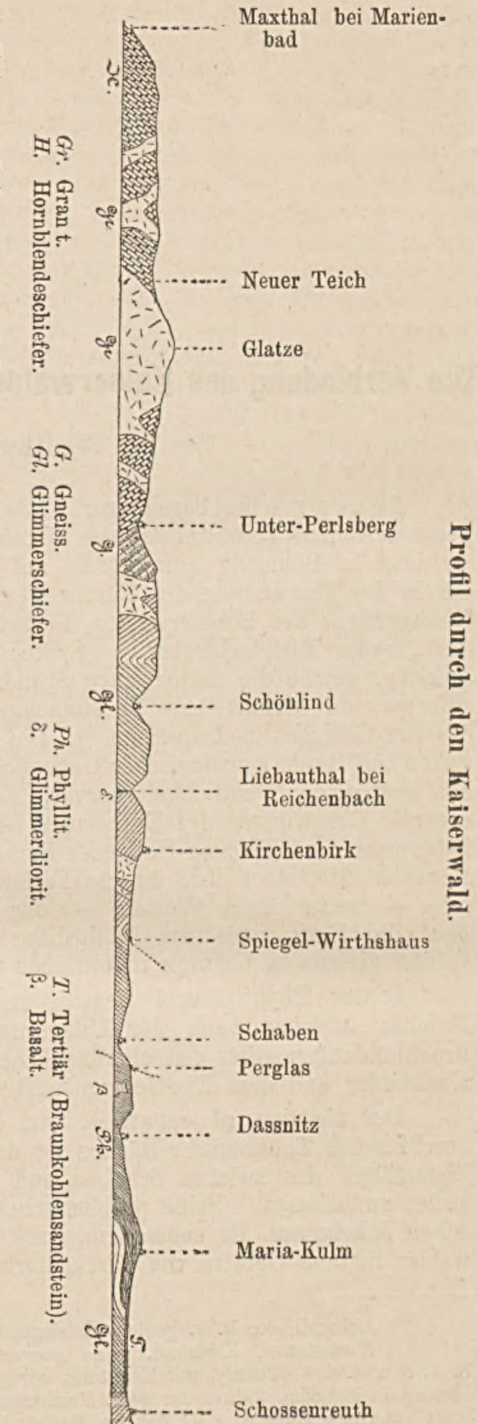
[3]) Hochstetter a. a. O. 38, 39. Suess, die Entstehung der Alpen. 74.

vorliegende Phyllit-Zone zwischen Maria-Kulm und Schaben in Süd, also g e g e n d e n G l i m m e r s c h i e f e r einfällt.

Wie diese auffallende Erscheinung tektonisch zu deuten sei, darüber spricht sich Jokely nicht bestimmt aus; er begnügt sich vielmehr mit dem allgemeinen Hinweise auf die mannigfachen und verwickelten Dislocationen, welche allenthalben im Kaiserwalde nachzuweisen und jedenfalls dem e r u p t i v e n G r a n i t e zuzuschreiben seien [1]).

Welcher Art dieser Störungen waren, wird uns sehr anschaulich beschrieben. Das formenreiche Relief des Kaiserwaldes ist nämlich nach Jokely „hauptsächlich bedingt durch die abnormen Verhältnisse des Gebirgsbaues, die bedeutenden Störungen, welche die Schiefergebilde durch den sie unterteufenden Granit erlitten; durch ihn zertrümmert, vielfach verworfen oder auch von ihm überdeckt, bilden sie darin Fragmente und Schollen von den verschiedensten Dimensionen, gleichsam wie in einen Teig eingeknetet und in verschiedenen Richtungen daraus hervorragend, oder sie erscheinen in mehr oder minder ausgedehnten Lappen als Decken dem darunter ausbeissenden Granite aufgesetzt." [2])

Wer das Liebauthal von der Finkenmühle bis gegen Schönbrunn durchwandert, wird diese Schilderung als vollkommen zutreffend bestätigen müssen. Der Granit erweist sich hier in der That durch zahlreiche Einschlüsse des durchbrochenen und zum Theil auch veränderten



[1]) Jokely a. a. O. 510.
[2]) Jokely a. a. O. 495.

Glimmerschiefers, sowie durch deutliche Apophysen als ein echtes Eruptivgestein. Die Störungen, welche er hervorrief, sind jedoch ganz localer Natur und für die allgemeine Tektonik dieses Gebietes vollständig irrelevant. Der Granit spielte hier im Processe der Gebirgsbildung offenbar dieselbe passive Rolle wie die grossen Gebirgskerne in den Alpen oder, um ein näher liegendes Beispiel zu wählen, wie die centrale Granit- und die Münchberger Gneiss-Masse im Fichtelgebirge.

Diese Analogie muss sich uns sofort aufdrängen, wenn wir den Aufbau des Kaiserwaldes, wie er sich aus den allerdings nur spärlichen Aufschlüssen construiren lässt, mit Jokely's Profilen vergleichen, die unverkennbar unter dem Banne der alten Hebungstheorie entworfen wurden [1].

Das einförmige Gebiet des centralen Granitkernes, der im Judenhau, in der Glatze u. s. w. culminirt, ist im Allgemeinen richtig wiedergegeben. Die Schieferhülle — Hornblendeschiefer, Gneiss und Glimmerschiefer — fällt in der That im Norden wie im Süden vom Granite weg [2]. Auf der Nordseite wird sie jedoch zwischen Unter-Perlsberg und Schönlind von zwei kleineren Granitstöcken durchbrochen, ohne dass ihr nördliches Verflächen dadurch alterirt würde. Die von Jokely eingezeichnete Synklinale stellt sich daher als ein Zugeständniss an die Theorie heraus. Der Glimmerschiefer fällt von Perlsberg bis gegen Schönlind in Nord und erst vor dem letztgenannten Orte ist eine synkline Beugung der Schichten zu constatiren. Jokely's Profil bringt auch diese Synklinale ebenso wie die gegen Norden folgende Antiklinale des Liebauthales bei Reichenbach mit dem hier wieder empordringenden Granite in Verbindung. An Ort und Stelle findet man jedoch nicht einmal Granit, sondern nur das Ausgehende eines unscheinbaren Kersantit-Ganges, dem selbst der hartnäckigste Anhänger der alten Hebungstheorie kaum die Aufrichtung der Reichenbacher Antiklinale zutrauen dürfte [3]. Während aber dieser Sattel in einem Gebiete liegt, in welchem der Granit unmöglich als das Agens der Faltenbildung angesehen werden kann, tritt weiter gegen Norden, zwischen Kirchenbirk und Schaben noch ein ziemlich mächtiger Granitstock mit mehreren Apophysen zu Tage, ohne den constanten Nordfall des Glimmerschiefers auch nur im Geringsten zu stören: Also ein Gewölbe ohne granitischen Kern und gleich daneben ein Granitstock ohne Gewölbe!

Diese beiden Thatsachen beweisen wohl, dass die Tektonik des Kaiserwaldes durch die Hebungstheorie nicht erklärt werden kann. Wenn man aber nicht einmal die Schichtenstörungen dieses Gebietes mit den Granitdurchbrüchen in Verbindung bringen darf, dann ist dies

---

[1]) A. a. O. 509. Durchschnitt nach *A A'*.

[2]) Maxthal bei Marienbad: Hornblendeschiefer *h*. 5; 50° S. — Ober-Rockendorf, unw. von der Glatze: Hornblendeschiefer *h*. 5; 55° N.

[3]) Vergl. das beiliegende Profil. — Der durch zersetzten Pyrit rostbraun gefleckte „Kersantit" ist wohl mit dem Gesteine, welches Laube in seiner „Geologie des böhmischen Erzgebirges" S. 42 ff. als „Glimmersyenitporphyr" beschreibt, identisch. In diesem Falle spräche das gangförmige Vorkommen im Schiefer gegen Laube's Ansicht, dass das Gestein nur eine concretionäre Ausscheidung im eigentlichen Granite darstellen dürfte.

in der ausserhalb der Granitregion liegenden Phyllitzone noch weniger zulässig.

Das Einfallen des Phyllits gegen den Glimmerschiefer muss sich daher auf eine andere Art erklären lassen. — Jokely zieht die nördliche Grenze des Glimmerschiefers von Teschau über Golddorf bis zum Spiegel-Wirthshause, also längs jener Linie, in welcher das nördliche und südliche Verflächen zusammentreffen. Thatsächlich aber verläuft diese Grenze von Golddorf weg mehr gegen Norden der Eger zu, denn die Hügelreihe zwischen Schaben und dem Spiegel besteht noch immer aus Glimmerschiefer, der in Stunde 3 streicht, aber nicht mehr in Nord, sondern unter 50—60° in Süd einfällt. Beim Spiegel ist demnach eine Synklinale zu interpoliren.

Weiter gegen Norden, jenseits der Eger, geht der Glimmerschiefer im Liegenden allmälig in einen typischen Phyllit über, welcher — beim Dassnitzer Bahnhofe von einer stockförmigen Basalt-Injection durchsetzt — über Dassnitz bis nach Maria-Kulm, also bis in's Erz-Gebirge zu verfolgen ist [1]. Der Gesteinscharakter unterliegt längs dieses ganzen Profils nur sehr geringen Schwankungen; er wird vornehmlich bedingt durch den Glimmergemengtheil — glänzend weissen Muscovit — welcher nicht in individualisirten Blättchen vertheilt, sondern in zusammenhängenden, dünnen Häutchen zwischen den einzelnen Quarzlagen eingeschaltet ist. Die bald ebenen, bald feingefältelten Schichtungsflächen sind durch den charakteristischen Seidenglanz ausgezeichnet.

Zwischen Perglas und Dassnitz fällt nun dieser Phyllit unter einem Winkel von 60° unter den gleichförmig aufgelagerten Glimmerschiefer des Kaiserwaldes ein.

Dieses Verhältniss lässt sich nur dahin deuten, dass der Glimmerschiefer unmittelbar an der Grenze gegen den Phyllit, also wie das Profil zeigt, in der Nähe von Schaben, eine gegen Norden überschlagene Falte bildet. Nun wurde aber schon früher darauf hingewiesen, dass gerade dieses Gebiet im Streichen des grossen Erzgebirgsbruches liegt. Die Zone eines relativ geringen Widerstandes, gegen den das Gebirge aufstauenden Tangentialschub ist demnach im Osten durch ein System grossartiger Verwerfungen, im Westen, zwischen Schaben und Königsberg dagegen, wo der Schlussstein zwischen dem Erzgebirge und dem Kaiserwalde stehen blieb, durch eine überschlagene Falte bezeichnet [2]. Dieses tektonische Correlat des grossen Bruches lässt darauf schliessen, dass nicht der Nordflügel des Erzgebirges, wie Suess andeutet [3], nach der Bildung einer tiefen Längsspalte „in der Richtung der Spannung gegen Nordwesten fortbewegt", sondern dass im Gegentheile der Südflügel, von dem nur das Carlsbader Gebirge erhalten blieb, längs einer Linie geringeren Widerstandes an das eigentliche Erzgebirge gepresst und an ihm gestaut wurde.

[1] Vergl. im Anschlusse das Profil: Maria-Kulm-Schönauer Berg bei Laube, Geologie des Erzgebirges. Profil-Tafel Nr. 4.

[2] cf. Daubrée, Experimental-Geologie. S. 225 ff. mit Fig. 84, 85.

[3] Die Entstehung der Alpen. S. 74, 146.

Zur Stratigraphie der Devonbildungen von Graz.

Von Dr. F. Standfest.

Nach der Ansicht, welche sich die ersten im Grazer Devon beschäftigten Geologen: Unger[1]), Morlot[2]), Andrae[3]), Rolle[4]), über die Schichtenfolge desselben gebildet hatten, und die lange Zeit unangefochten blieb, bestehen die genannten Ablagerungen im Wesentlichen aus einem unteren von Schiefer und einem oberen von Kalk gebildeten Gliede. Rolle spricht dies direct aus (p. 236), erwähnt es auch p. 244 und p. 247; Andrae hält sich mehr in Reserve und sagt nur im Allgemeinen, dass der Schiefer den Fuss, der Kalk den höheren Rücken der Gebirge zusammensetze (p. 544).

Da der Schiefer auf weite Strecken vom Kalke nicht überlagert wird, sondern das oberste, unbedeckte Glied der Devon-Ablagerungen bildet, so dachte man sich den Boden des Devon-Viereckes ziemlich continuirlich von Schiefern bedeckt, den Kalk aber einzelne, isolirt auf den Schiefer aufgesetzte Massen bildend, die durch weite Risse und Thäler von einander getrennt erscheinen.

Diese Risse müssen freilich oft sehr weit angenommen werden, da man von der Wahrheit kaum fehlt, wenn man zwei Drittel der ganzen Devon-Oberfläche von Kalk, ein Drittel von Schiefer bedeckt annimmt. Ueber die eigentliche Natur der Risse und Spalten konnte man sich freilich nicht Aufschluss geben.

Da ferner die Schiefer nicht überall gerade die Thalsohle bilden, sondern oft ziemliche Erhebungen darstellen, so ist es immerhin möglich, sich die grossen Schichtenstörungen, denen man im Grazer Devon ja auf Schritt und Tritt begegnet, schon vor der Ablagerung des Kalkes eingetreten zu denken. Der Kalk wäre dann nur an den ursprünglich tieferen Stellen zu finden, die später theilweise wieder sehr bedeutend gehoben sein können. Freilich verträgt sich mit dieser Annahme die Thatsache, dass Schiefer und Kalk meist concordant übereinander

---

[1]) Dr. G. Schreiners: Grätz, p. 69.
[2]) Erläuterungen zur achten Section etc., p. 10.
[3]) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt V, p. 544.
[4]) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt VII, p. 236.

liegen, sehr wenig, und doch sagt schon Andrae „Thonschiefer und Uebergangskalk sind durchaus conform gelagert“ (p. 550). Wenn man aber den Kalk zum grossen Theile als ungeschichtet annimmt, was er jedoch in Wirklichkeit nur zum kleinen Theile ist, wenn man sich ferner über die Fallrichtung nicht allerorts Rechenschaft gibt, wozu man durch die hochgradige Aufschlusslosigkeit des Schiefers nur allzuleicht verleitet wird, dann kann man sich allerdings mit obigen Voraussetzungen zufrieden geben, zumal es Beispiele genug gibt, welche sie, local wenigstens, bestätigen.

In der nächsten Nähe von Graz kann die Ueberlagerung des Schiefers durch den Kalk am Göstinger Felsen (Graz N.) direct beobachtet werden, denn am Fusse des Höhenzuges, welcher die Ruine trägt und vorherrschend aus kalkigem Gesteine zusammengesetzt ist, stehen, wenn auch nur unbedeutend mächtig, die Schiefer in der That an, und dort, wo sie nicht mehr beobachtet werden können, wie am Fusse des benachbarten Plabutsches, müsste man sie eben unter der Thalsohle suchen.

Andere Beobachtungen lehren uns aber, dass im Grazer Devon der Schiefer nicht stets unter dem Kalke liege, sondern dass auch das Umgekehrte der Fall sein könne.

Die bekannte Maria-Troster Wallfahrtskirche (Graz NO.) steht auf einer kleinen Anhöhe, welche eine isolirte, d. h. von jüngeren Schichten umgebene Kalkmasse ist. Der Kalk hat ein sehr charakteristisches Aeussere. Er ist gleichförmig dicht und weiss und blau oder grau gebändert. Verwittert wird er einfärbig weiss. Er ist sehr deutlich und dünn geschichtet; die Schichten verlaufen fast horizontal, doch ist das westliche Einfallen derselben nicht zu verkennen. Die Absonderungsflächen sind glatt und stehen senkrecht auf der Schichtung. Dieser Kalk bildet nicht blos den Kirchenhügel, sondern steht auch westlich von demselben an der nach Weiz führenden Strasse an. Klettert man über diesen Aufschluss empor, so stösst man ober dem Kalke auf Schiefer, der, wie mehrere noch weiter oben gelegene Blössen klar erkennen lassen, nach Westen, also in derselben Richtung, wie der erst genannte Kalk, einfällt, auf diesem überhaupt concordant aufgesetzt ist und ihn somit ohne Zweifel überlagert. Ueber dem Schiefer liegt eine meterdicke, reich mit Vegetation bedeckte Humusschichte.

Es ist genau derselbe Schiefer, der anderwärts unter dem Kalke liegt. Er ist grob geschichtet, von brauner Farbe und mit grauen oder weissen Quarzeinschlüssen erfüllt, die meist nur faustgross sind, oft aber auch so ansehnliche Massen bilden, dass das Gestein an solchen Stellen gar nicht schiefrig erscheint. Schon des Aussehens wegen würde man ihn für den gewöhnlichen Devonschiefer halten, würde nicht seine directe Verbindung mit dem Schieferzug der „Platte“ der auch an der Maria-Troster Strasse grosse, schöne Aufschlüsse besitzt, alle Zweifel beseitigen. Der Maria-Troster Kalk ist nur ein tieferes Glied des dort etwas emporgerichteten Bruchrandes unserer Ablagerungen.

Ein anderes Beispiel ist nachstehendes. Die Strasse, welche vom Ursprunge des Andritzbaches (Graz N.) zur Einsattlung zwischen dem Schöckel und Geierkogel, der sogenannten Leber, hinaufführt, liegt zwischen

zwei Höhenzügen, von welchen der westliche aus der Ranach und dem Geierkogel, der östliche aus dem Kalchleithen-, dem Gsull- und dem Hohen-Berge sich zusammensetzt. Beide Höhenzüge bestehen aus Kalk, die Strasse aber ist auf Schiefer gebaut, der einen im Süden breiteren, im Norden gegen die Leber zu schmäleren und endlich sich ganz verlierenden Zug darstellt. Aus den vielen Aufschlüssen, die sich am westlichen Gehänge der Strasse finden, überzeugt man sich gar bald, dass der Schiefer petrographisch mit dem vorhin beschriebenen ident ist. Der Kalk des Geierkogels und der Schiefer fallen beide ziemlich gleich, und zwar im Allgemeinen westlich ein. Der erste bildet die obere Partie des Berges, der letztere findet sich am Fusse desselben und liegt somit unter dem Kalke. Wenn man aber von der ziemlich steilen Strasse in den schmalen Bacheinschnitt auf der Ostseite derselben hinabsteigt, hat man zwar noch immer den Schiefer unter den Füssen, unten angekommen, stösst man jedoch am Fuss des östlichen Höhenzuges auf den Kalk desselben, der in mehreren Aufschlüssen und einem Steinbruch sehr deutlich entblösst ist. Er ist lebhaft blaugrau gefärbt, von parallelen weissen Bändern durchzogen und dem Maria-Troster Kalke ähnlich, jedoch nicht in dem Masse, dass er mit demselben verwechselt werden könnte. Die farbigen Streifen sind bedeutend breiter als dort, fehlen aber stellenweise auch wieder ganz. Häufig ist die Grundfarbe eine sehr dunkle. Die Schichtung ist jedoch recht deutlich, das Einfallen im Allgemeinen westlich. Dieser Kalk zieht sich somit unter den Schiefer hinein und zeigt dieselben Lagerungsverhältnisse wie der vorhin genannte von Maria-Trost.

Dass er aber nicht blos unter dem Schiefer liegt, sondern überhaupt das unterste Glied der Devon-Ablagerungen bildet, lehren Untersuchungen an der Ostgrenze des Grazer Devons, welches bekanntlich in einer Mulde des Krystallinischen gelegen, auch von drei Seiten von demselben begrenzt wird. Bei dem vorherrschend westlichen Einfallen gibt namentlich der Ostrand Gelegenheit, die untersten Glieder zu studieren. Wenden wir uns zu diesem Behufe nach dem malerisch gelegenen St. Radegund, so geben uns schon die allenthalben von Glimmerschüppchen in der Sonne flimmernden Strassen den Beweis, dass wir uns auf Gneiss befinden. Der Telegraphenleitung folgend, kommen wir von dort über Rinnegg nach dem Annengraben. Auf diesem Wege können wir den allmäligen Uebergang des Gneisses in einen Schiefer studieren, in dessen Masse zahllose Glimmerschüppchen im Sonnenlichte aufblitzen. Diese Schüppchen, die freilich oft sehr klein werden, sind es zunächst, um derentwillen das braune, meist feingeschieferte Gestein, das sonst dem devonischen Schiefer ähnlich sähe, doch nicht zu demselben gezählt, sondern höchstens als noch nicht zu Gneiss gewordener Schiefer aufgefasst werden kann. Das Einfallen desselben ist südwestlich.

Nachdem wir eine Weile unsere Strasse auf ziemlich ebenem Boden, einer tertiären Thalausfüllung, verfolgt haben, erheben sich vor uns beim Eingang in den Annengraben wieder Berge. Sie bestehen ausschliesslich aus Kalk, von dem Fragmente schon lange vorher auf der Strasse zu finden waren. Der sehr reine und dichte Kalk ist vielfach von einer lichtgrauen, fast weisslichen Farbe. Doch finden sich

auch dunkelgraue, ja beinahe schwarze Kalke sehr häufig. Letztere erinnern hie und da durch rothe Absonderungsflächen lebhaft an den später zu beschreibenden Kalk von den Steinbergen. Im dunklen Gestein sind weisse Kalkspathadern gerade nicht selten. Theilweise ist das Einfallen deutlich und wieder im Allgemeinen westlich. Doch gibt es auch Partien von ganz ungeschichtetem Kalke. Wenn wir endlich den ziemlich engen Graben, der rechts und links in zahlreichen Steinbrüchen sehr genau studiert werden kann, im Rücken haben, treffen wir, bei Neustift wieder in's Freie gekommen, den echten devonischen Schiefer, der der glänzenden Glimmerschüppchen entbehrt. Er zeigt das Einfallen des Kalkes, liegt ohne Zweifel über demselben und ist petrographisch ident mit dem eingangs erwähnten devonischen Schiefer, mit dem er auch in Verbindung steht. Der unter ihm liegende Kalk lagert also über dem krystallinischen Grundgebirge. [1])

Es ist das nicht zu unterschätzende Verdienst des Badearztes von Gleichenberg, Dr. Conrad Clar's, es zuerst ausgesprochen zu haben, dass es im Grazer Devon einen Kalk gebe, welcher unter dem Schiefer liegt. Clar nennt ihn, weil er zum grossen Theile das Schöckelmassiv bildet, Scköckelkalk, und charakterisirt ihn in seiner kurzen Uebersicht der geotektonischen Verhältnisse des Grazer Devons (Verhandlungen 1874 Nr. 3, p. 62) in folgender Weise: Der Schöckelkalk ist stets sehr wohl stratificirt, meist sehr rein, weiss und blau gebändert, zerklüftet senkrecht auf die Schichtflächen, ist zur Höhlenbildung disponirt und enthält nur local bei Radegund Rhodocrinus, ist sonst aber leer.

Was den Schöckelkalk betrifft, so ist derselbe im Grossen und Ganzen vielleicht lichter als der Kalk der höheren Devon-Etagen. Die weisse und blaue Bänderung ist ihm aber nur stellenweise eigen. In weiter Verbreitung ist er ganz einfärbig weisslich oder auch dunkelgrau ohne alle Zeichnung. Wie vorhin erwähnt, kommen sogar schwärzlich graue Schöckelkalke vor. Anderseits gibt es im Grazer Devon wieder Kalke, die genau das Aussehen und die Färbung des Schöckelkalkes haben und doch einer viel höheren Stufe angehören. Dafür nur ein Beispiel:

Unmittelbar gegenüber dem Huber'schen Gasthause, welches an der auf die Leber führenden Strasse, kaum $^1/_4$ Stunde nördlich vom Ursprung der Andritz liegt, befindet sich ein Steinbruch, in welchem Schöckelkalk, der der oben citirten Charakteristik entspricht, auch von Clar als solcher angesehen wird, gebrochen und zu Schotter verkleinert wird. Er ist deutlich geschichtet, blau und weiss gebändert und fällt westlich ein. Höchstens zehn Minuten südlich von jenem Bruche befindet sich ein anderer, in welchem das Material für den nebenstehenden Kalkofen gewonnen wird.

Es ist auch nicht der mindeste Zweifel daran, dass der Kalk an jener Stelle auch Schöckelkalk ist, da er ja in unmittelbarer Verbindung mit dem vorigen steht; aber er ist lichtgrau, ohne Bänderung

[1]) Ueber diese Thatsache ging man früher mit dem Hinweis auf die Ungenauigkeit der Forschungen hinaus, indem man meinte, dass bei eingehenderer Untersuchung der Schiefer sich doch noch nachweisen lassen werde.

und völlig gleich jenem einförmigen lichtgrauen Kalke von der Spitze des Buchkogels, so dass Stücke von den beiden Localitäten nebeneinander gelegt, nicht unterschieden werden können.

Doch gehört der Buchkogel einem ganz anderen Devon-Niveau an.

Die Structur des Schöckelkalkes ist so wenig charakteristisch, wie dessen Farbe. Es ist eben ein dichter Kalk und sieht nur ausnahmsweise krystallinischem Gesteine ähnlich, ohne dieses in Wirklichkeit zu sein. Es wurde ferner gesagt, dass der Schöckelkalk stets sehr wohl stratificirt sei. Aber diese Bemerkung ist, sowie die Andrae's (pag. 548), dass der devonische Kalk in seinen unteren Lagen meist in deutlichen Bänken geschichtet sei, auf den höheren Bergketten aber eine mehr massige Beschaffenheit zeige, wofür der Plabutsch als Beispiel angeführt wird, sehr mit Reserve aufzunehmen. Denn einerseits gibt es auch ungeschichteten Schöckelkalk, anderseits ist der Plabutsch in allen seinen Theilen, auch in den höheren Partien wohl geschichtet. Ueberhaupt gehören geschichtete und ungeschichtete Kalke ebenso den höheren wie den tieferen Devon-Etagen an.

Der Umstand, dass der Schöckelkalk senkrecht auf die Schichtflächen zerklüftet, ist natürlich auch nicht charakteristisch, und so bleiben ausser dem Fehlen der Dolomitisirung lediglich die Lagerungsverhältnisse über, die auf ihn zu schliessen erlauben. Es ist um so mehr zu bedauern, dass Dr. Clar seine in vieler Beziehung einen wesentlichen Fortschritt bekundende Gliederung des Grazer Devons ohne alle Begründung und Erläuterung gelassen hat. Der citirte, in den Verhandlungen enthaltene Aufsatz ist nicht drei Seiten lang und wir erfahren über den Schökelkalk nicht mehr als die vorhin erwähnte Ckarakteristik desselben. Wir sind daher ausschliesslich auf einen Aufsatz desselben Autors im Jahrbuch des steirischen Gebirgsvereines 1874 [1]) angewiesen, der in einer für den Leserkreis jener Publication angemessenen populären Form den südöstlichen Theil der Grazer Devonablagerungen behandelt.

Doch ist dieser Abhandlung noch eine geologische Uebersichtskarte des Schöckelstockes und seiner nächsten Umgebung, sowie fünf Profile beigegeben, aus denen wir zum Theil wenigstens ersehen können, welche Kalkablagerungen Clar als Schöckelkalk auffasst und welche er in andere Etagen stellt. Die Karte macht selbstverständlich, was die Begrenzung der einzelnen Formationsglieder angeht, auf Genauigkeit keinen Anspruch, bietet aber doch, zusammengehalten mit den Profilen, ein Bild der Schichtenvertheilung in jener Gegend. Die ungenügende Charakteristik des Schöckelkalkes macht es begreiflich, dass Kalkablagerungen, die ihrer Lagerung nach nicht Schöckelkalk sein können, wiewohl sie der angegebenen Definition desselben wohl entsprechen, auf der genannten Karte als Schöckelkalk ausgeschieden sind.

In dieser Beziehung sind die beiden ersten Profile von Wichtigkeit. In denselben ist als unterstes Glied im Osten das Krystallinische von Radegund eingezeichnet. Darauf folgt ein schmaler Streifen von

---

[1]) Gebirgsbau des Schökelstockes bei Graz von Dr. Conrad Clar.

jenen vorhin erwähnten Schiefern, die den Uebergang zwischen dem Krystallinischen und dem Schöckelkalke vermitteln und von Clar als Grenzthonschiefer oder Grenzphyllit bezeichnet werden. Clar charakterisirt sie als graphitisch glänzende dunkle Schiefer, reich an Ocker hältigen Quarzlinsen, oder als dunkle, mit Granaten reich gesegnete feinglimmerige Schiefer, die nach oben zu glänzenden Thonschiefern mit sehr kleinen Glimmerschüppchen werden. Darauf folgt der Schöckelkalk, welcher nach den Profilen nicht blos die Erhebungen im Osten, also namentlich den Schöckel bildet, sondern sich am Grunde der Devonablagerungen, oberflächlich von Schiefern bedeckt, nach Westen fortsetzt, um als Kalk von Peggau wieder emporzutauchen, Dort setzt er die weithin sichtbaren Kalkfelsen sowohl auf dem linken als auf dem rechten Murufer zusammen, die, wie die Stromenge am Ausgange der Thalweitung von Frohnleithen, sowie die petrographische Identität der beiderseitigen Kalke zur Genüge nachweist, vor dem Murdurchbruch eines gewesen sein müssen. Der Kalk ist sehr spröde, wie es auch sonst der Schöckelkalk zu sein pflegt, er zerspringt unter schwachen Hammerschlägen in fast völlig eben begrenzte Stücke. Seine lichtblaugraue Grundfarbe ist durch zahllose weisse, schwarze und graue parallele Streifen fast verdeckt, er ist ziemlich dünn und deutlich geschichtet und reich an Höhlen. Am Fusse der Peggauer-Wand kommen der Schmelz- und der Peggauerbach durch kleine Felsenthore hervor. In der Wand selbst befindet sich die grosse und kleine Peggauer-Höhle und einige kleinere Grotten, im Badelgraben öffnet sich das breite Thor der ausgedehnten Badelhöhle und weiter oben gegen Semriach zu strömen die Wässer durch eine Einbruchshöhle, das sogenannte Luegloch, in das Innere des Berges ein. Auch das rechte Murufer birgt manche Hohlräume in sich, wenn auch dieselben bis heute nicht einmal Namen erhalten haben.

Es ist gerade die Umgebung von Peggau, welche an Höhlenreichthum in der Steiermark voransteht, und dieser Umstand mag Dr. Clar auch bewogen haben, den Höhlenreichthum unter den charakteristischen Eigenschaften des Schöckelkalkes anzuführen. Der Peggauer Kalk zeigt petrographisch alle Merkmale dieses Kalkes und ist auf der oben genannten Karte auch als solcher ausgeschieden. Clar sagt von ihm p. 65 der Verhandlungen 1874: „Es sinken die seitlich dislocirten Kalke des Schöckelstockes selbst zwar zunächst unter dem Semriacher Schiefer ein, stauen sich aber in der Schöckelkalkinsel von Peggau nochmals empor.“

Als Schöckelkalk muss der Peggauer Kalk aber entweder auf dem krystallinischen Grundgebirge oder dem Grenzphyllite aufruhen. Das ist jedoch nicht der Fall. An der Peggauer Wand kann die Sache freilich nicht studiert werden, denn hier reicht der Kalk bis unter die Thalsohle. Anders ist es aber auf dem rechten Murufer. Schon am Feistritzer Kirchenhügel, und zwar am östlichen Fusse desselben neben den Häusern des Marktes Deutsch-Feistritz steht ein Schiefer an, der aber durchaus nicht als Clar'scher Uebergangsschiefer angesehen werden kann. Es ist im Gegentheil der gewöhnliche Devon'sche Schiefer von Quarzeinschlüssen erfüllt, stark gefaltet und an der ersten Aufschlussstelle ziemlich steil nach Südwesten einfallend. Wenige Schritte

ober ihm stossen wir schon auf den vermeintlichen Schöckelkalk, welcher concordant über dem Schiefer liegt und den oberen Theil des Hügels, sowie die ganze Westseite desselben bis hinab in's Thal bildet. An dieser nämlich, zwichen den Stationen des Kalvarienberges, reicht der Kalk bis zur Thalsohle, unter welche der Schiefer bei seinem steilen Einfallen schon gesunken ist. Geht man nun auf dem sehr allmälig abwärts führendem Wege von der Kirche zur Ludwigshütte, im Volksmunde die „Bleischmelz“ genannt, hinab, so steht fast überall am Fusse des linken Gehänges der Schiefer an. Neben den Gebäuden der Bleischmelz aber öffnet sich der Förderstollen, welcher ziemlich westlich verlaufend in den Berg hineinführt.

Betritt man diesen, so ist freilich anfänglich wegen der Holzverkleidung der Wände eine Untersuchung derselben nicht möglich; aber schon nach wenigen Schritten hört das Gebälke auf und man sieht, dass der ganze lange Stollen bis hinein zum Förderschacht in dem vorhin erwähnten Devon'schen Schiefer eingehauen ist, der westlich einfällt und in dem sich auch die Erzlinsen befinden, welche den Bleiglanz für die Schmelze und die Blende für die Aufbereitung liefern. Nachstehendes Profil des Feistritzer Bergbaues verdanke ich der Güte des Bergverwalters Herrn Julius **Steinhaus**.



Es zeigt den westlich fallenden Peggauerkalk auf dem ebenso geneigten Schiefer aufsitzend. Der Fallwinkel schwankt zwichen 40 bis 50°. In seinen obersten Partien ist der Schiefer schwarz und graphitisch glänzend in der Mitte, wo sich die im Abbau begriffenen Erzmassen befinden, grau und zu unterst unmittelbar über dem Grundgebirge, gelb. Es bedarf nach dem Gesagten keiner weitern Auseinandersetzung, dass der Peggauer Kalk, **unter** welchem der devonische Schiefer liegt, einer höhern Devon-Etage angehört, sowie dass die vorhin erwähnten Profile in der Art corrigirt werden müssen, dass der Peggauer Kalk nicht den Schiefer durchbrechend, sondern über demselben lagernd dargestellt wird.

Wenn ferner der Peggauer Kalk, der so besonders reich an Höhlen ist, kein Schöckelkalk ist, so fällt natürlich auch der auf die Höhlen sich beziehende Passus in der Charakteristik des Schöckelkalkes weg.

Bezüglich desselben glaube ich ferner hervorheben zu sollen, dass er keineswegs, wie man glauben konnte, überall den Untergrund des sogenannten Grazer Devons bildet, sondern wahrscheinlich auf den öst-

lichen Theil desselben beschränkt ist. Nach den Profilen aller Bergbaue, die zur Ludwigshütte gehören und sich an verschiedenen Punkten unseres Devons befinden, liegen allenthalben die Schiefer auf dem krystallinischen Grundgebirge und Prof. Hoernes erwähnt (Verhandlungen 1880, p. 329) ausdrücklich das Fehlen des Schöckelkalkes in der Umgebung des Hochlantsches.

Wo der Schöckelkalk von weiteren Ablagerungen nicht unbedeckt erscheint, ist er von einem Schiefer überlagert, den Dr. Clar nach der Ortschaft Semriach am Fusse des Schöckels Semriacher Schiefer heisst. Clar vereinigte allen Thonschiefer des Grazer Devons, natürlich mit Ausnahme des früher erwähnten Grenzphyllites, in dieser Stufe, die also mit dem devonischen Schiefer der älteren Autoren ident ist.

Nach Andrae p. 545 ist „derselbe dünn und feinschieferig, kommt aber in Korn und Farbe, sowie im äusseren Aussehen mannigfach modificirt vor. Schwärzlich graue oder gelblich graue, matte oder etwas glimmrig glänzende Massen sind ziemlich am verbreitetsten und Uebergänge in den Glimmerschiefer häufig.“ Die schwarze Färbung durch Graphit ist gerade nicht selten, doch sind, wie D. Stur (Geologie der Steiermark, p. 123) beifügt, die lichten Farben vorherrschend. Auch Zwischenstufen zwischen Schiefer und Sandstein sind sehr gewöhnlich zu beobachten.

Rolle gedenkt ferner auch der grünen chloritischen Schiefer vom Lercheck (p. 242), von Köflach und Lankowitz (p. 247), ebenso Stur der grünen und braunen Schiefer von Uebelbach (p. 123). Clar bezeichnet den chloritisch gefleckten grünen Schiefer unter den mannigfachen Phylliten als für die Stufe charakteristisch und ähnlich spricht auch Hoernes von den grünen Schiefern. Aus dem Gesagten geht hervor, dass der Semriacher Schiefer in allen möglichen Farben (gelb, braun, grau und schwarz) und allen möglichen Structurverhältnissen erscheint. Nahe bei einander liegende und unstreitig zusammengehörige Punkte lassen einen bedeutenden Wechsel in der Qualität des Schiefers erkennen. Geht man z. B. von dem bekannten Stifte Rein (Gratwein W.) den Weg zum Sattel, auf dem das Pleschwirthshaus steht, hinauf, so trifft man anfänglich, und zwar gleich ausserhalb des Stiftes auf ein sehr dick geschiefertes, braunes oder graues Gestein, das alle Uebergänge zum echten Sandstein zeigt. Man ist in Verlegenheit zu entscheiden, ob man es mit einem schieferigen Sandstein, oder einem sandigen Schiefer zu thun habe. Verfolgt man aber diesen Weg weiter den Berg hinan, so wird das Gestein immer dünner geschiefert und ziemlich oben, schon in der Nähe des Sattels, steht ein ganz dünnblättriger, gelbgefärbter, unzweifelhafter Thonschiefer an.

Was die grünen Schiefer betrifft, die von der nächsten Umgebung der Landeshauptstadt sehr bekannt sind, so weisen dieselben allerdings eine weite Verbreitung auf. Auf ein interessantes Vorkommen derselben möchte ich jedoch besonders aufmerksam machen.

Im Roitschgraben, der sich gegenüber der Eisenbahnstation Stübing von Osten her in's Murthal öffnet, finden sich die grünen Schiefer allenthalben entwickelt. In dem kleinen Steinbruch unweit der Jockelmühle sind sie deutlich entblösst. Die Absonderungsflächen des

lebhaft grün gefärbten Gesteines sind grellroth und die ganze Substanz erscheint wie übersäet mit zahllosen kleinen schwarzen Pünktchen und Flecken. Diese heben sich scharf von dem grünen Untergrunde ab und werden mitunter 1 Quadratcentimeter und darüber gross. Es dürften aber kaum Fucoidenspuren sein, für die sie von Manchen gehalten werden, sondern sind wahrscheinlich unorganischer Natur. Jedenfalls verdienen diese Einschlüsse ein aufklärendes Studium.

Nach Andrae sind es vorzüglich die Glimmerschiefer ähnlichen Straten, welche Quarz in zwei Formen, als Lager von reinem Quarz oder als dünne Bänke vom Kieselschiefer enthalten, während nach Stur (p. 123) hauptsächlich die graphitischen Thonschiefer Ausscheidungen von Quarz zeigen. Diese Bemerkungen können dahin erweitert werden, dass alle devonischen Schiefer sehr gewöhnliche Quarzeinschlüsse enthalten. Bald sind es faustgrosse Stücke, bald grössere Knollen; nicht selten, wo der Quarz Spalten ausfüllend auftritt, erscheinen sehr ansehnliche Platten desselben. Manchmal durchsetzen diese schnurgerade die Schichten, mit ihnen irgend einen schiefen Winkel bildend, manchmal sind sie auch parallel zwischen denselben eingelagert. Ihre Dicke schwankt zwischen einem und mehreren Centimetern. Sie sind oft schneeweiss, hie und da sogar mit einem Stich in's Bläuliche oder schmutzig weiss oder grau. In manchen Schiefern sind sie so häufig, dass die Schieferfragmente, mit denen die Strassen geschottert sind, ganz weiss erscheinen, weil sie von solchen Einschlüssen strotzen.

Nur der Vollständigkeit wegen, möge hier noch der Fältelung namentlich des grünen und braunen devonischen Schiefers gedacht werden, welcher hiedurch sowohl, als durch den ziemlich lebhaften Fettglanz an den silurschen Schiefer des Ennsthales erinnert.

Wir haben uns die Erwähnung eines Schiefers, der alle Beachtung verdient, mit den vorigen aber nicht auf dieselbe Stufe gestellt werden darf, bis jetzt aufgespart. Es ist dieses der Kalkschiefer, der zwischen den Kalklagern unserer Formation sehr allgemein verbreitet ist, und natürlich jener Altersstufe angehört, der auch der Kalk, mit dem er ja wechsellagert, zugeschrieben werden muss.

Schon Graf Wurmbrand spricht in seinen „Höhlen und Grotten im Kalkgebirge von Peggau“ (Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark 1871, p. 423) von einem Kalksteinschiefer, der unter der grossen Peggauer Höhle lagert. In den zahlreichen Aufschlüssen des wildromantischen Badelgrabens trifft man unter den westlich einfallenden Schichten mehr als einmal auf ganz entschiedenen Kalkschiefer, und steigt man südlich am Peggauer Kalkstock gegen den Glaserwald empor, so begegnet man auf Schritt und Tritt Aufschlüssen, die Kalkschiefer zeigen. Besonders deutlich kann die Wechsellagerung zwischen dem Kalk und dem Kalkschiefer in jenem kleinen Steinbruche studirt werden, der sich in der Nähe der Mur am Wege, der zur Peggauer Schlossruine führt, befindet. Dort stehen 1—$1^1/_2$ Meter mächtige Lager eines grauen Kalkes an, der ident mit jenem der Wand ist. Zwischen ihnen befinden sich kaum handbreite Schieferlamellen, deren an jener Stelle fünf gezählt werden können, bis endlich oben eine meterdicke Kalkbank, auf der die Humusschichte liegt, die ganze Ablagerung beschliesst. In den Schiefern befinden sich sehr häufig

Kalkkeile, die ihre Erhaltung wohl nur ihrer grösseren Dicke verdanken. Denn bei genauerer Untersuchung stellen sich auch die Schieferlamellen als sehr dünn geschichteter Kalk heraus, der eben wegen seiner blättrigen Structur durch eine Art Verwitterung eine andere Farbe und Textur erhalten hat. Beim Zerschlagen solcher Schieferlamellen findet man im Inneren derselben nicht selten noch eine, wenn auch sehr dünne unzersetzte Kalklamelle.

In welche Etage ist aber dieser mit Kalkschiefer, die übrigens auch in anderen devonischen Kalken keine Seltenheit sind, so reich durchsetzte Peggauer Kalk zu stellen, wenn er kein Schöckelkalk ist? Andeutungen zur Beantwortung dieser Frage gibt uns der bekannte Weg von Peggau über die sogenannte „Tasche" nach Semriach.

Ganz unten in der Thalsohle steht der echte Semriacher Schiefer an, der südlich von Peggau auf beiden Murufern herrschend wird. Er fällt nordwestlich ein und zieht sich somit unter den Kalkstock der Peggauer-Wand hinein. Dass er am Fusse derselben nicht mehr die Oberfläche erreicht, während dies am gegenüberliegenden Murufer der Fall ist, hat seinen Grund wohl in einer Verwerfung, welche auch wahrscheinlich der Mur ihre Bahn gewiesen hat und derzufolge die Schichten auf dem linken Murufer tiefer liegen, als auf dem rechten. Der Semriacher Schiefer findet sich auf dem obengenannten Weg nur in der Thalsohle, das emporsteigende Strässchen schneidet sich jedoch in den Peggauer Kalk und seinen Kalkschieferlagern ein. Ziemlich hoch oben beginnt der gleichfalls nordwestlich einfallende Thonschiefer zum zweiten Male, der uns nun bis Semriach nicht mehr verlässt. Freilich braust er, mit Salzsäure benetzt, noch vielfach auf; aber wir brauchen uns nur der Worte Andrae's zu erinnern, welcher sagt: „Auf der Grenze gegen den Kalk hat der Thonschiefer sehr häufig dessen Bestandtheile aufgenommen", um die Erscheinung begreiflich zu finden. Er enthält auch die typischen Quarzeinschlüsse und kann schon wegen seines Vorkommens um Semriach für nichts Anderes als für Semriacher Schiefer gehalten werden.

Wir kommen also zu der nicht uninteressanten Wahrnehmung, dass der Peggauer Kalk zwischen zwei Schiefern, die beide als Semriacher Schiefer zu bezeichnen sind, eingeschlossen liege, dass er sich also, wie wir vorhin gesehen haben, zwar nicht unter, aber im Semriacher Schiefer befinde, und das veranlasst uns, den Begriff des letzteren zu erweitern. Möge dieser Localname, obgleich er nicht mehr ganz zutrifft, immerhin bleiben, wenn man nur darunter keine einfache Schieferablagerung, sondern eine Wechsellagerung zwischen einem versteinerungsleeren Kalk und einen ebenso beschaffenen Schiefer versteht. Unwillkürlich erinnert man sich an dieser Stelle der Bemerkung Andrae's (pag. 544), „dass der Thonschiefer mit dem Kalke wechsellagere", zu der aber Stur (pag. 135) ganz richtig hinzufügte, dass sie ohne Erläuterung geblieben sei, da die Stellen der Wechsellagerung weder genannt werden, noch aus der Karte ersichtlich sind und dass auch die Umstände nicht auseinander gesetzt werden, unter denen die Wechsellagerung stattfindet.

Der Umstand nun, dass der Peggauer Kalk petrographisch dem Schöckelkalk sehr ähnlich ist, lässt auch bezüglich des letzteren eine

entsprechende Auffassung zu. Da all' die genannten Schichten versteinerungsleer sind und sich also wesentlich nur nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit charakterisiren lassen, könnte man auch dahin kommen, den Schöckelkalk nicht als eigenes Formationsglied von den darüber liegenden zu isoliren, sondern in diese Wechsellagerung von Kalk und Schiefer mit einzubeziehen. Wir wissen ja noch immer nicht recht, welches die Bedingungen zur Entstehung und Weiterbildung des Thonschiefers und des Kalkes am Meeresgrunde sind. Wir werden durch die Tiefseeforschungen der Neuzeit zwar dem Ziel der Erkenntniss näher geführt, sind aber immerhin noch weit genug von demselben entfernt. Wir können uns nur denken, dass andere äussere Verhältnisse zur Entstehung des Kalkes und wieder andere zur Entstehung des Schiefers nöthig waren. Diese Bedingungen können örtlich und zeitlich mit einander gewechselt haben. Man kann sich leicht vorstellen, dass, dort wo es keinen Schöckelkalk gibt, gewisse Schieferstraten seine Stelle vertreten, die ihm also gleichzeitig sind, und dass wieder anderwärts die Bedingungen zur Entstehung des Kalkes und des Schiefers mit einander wechselten.

Die beiden über dem Semriacher Schiefer folgenden Stufen Clar's, sind meist verhältnissmässig wenig entwickelt. Die untere derselben nennt Clar den Kalkschiefer und charakterisirt sie als eine Folge von Kalk- und Thonschiefer-Lamellen, von denen die ersteren Crinoidenglieder führen, während er die obere als die Dolomitstufe bezeichnet, die ausser den Gesteinen des Kalkschiefers noch „dunkelblauen, hackigen, wohlgeschichteten Dolomit, Mergel und klüftigen Kalk führt. Kalk und Dolomit enthalten Korallendetritus.“ Nach Hoernes bilden die vierte Stufe der Bythotrephis-Schiefer und der Crinoidenkalk, die fünfte der Quarzit. Die Bythotrephis-Schiefer enthalten die räthselhaften Gebilde, welche keine Bythotrephis-Arten sind, die ich aber auch nicht für Algen, sondern für Thierspuren halten möchte (Die Fucoiden der Grazer Devonablagerungen. Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1880, pag. 115), in den etwas quarzitischen Crinoidenkalken finden sich natürlich die Crinoiden-Stielglieder. Der Quarzit ist zwar versteinerungsleer, erscheint aber mit Crinoiden und Korallen führendem Dolomit vergesellschaftet. Alle diese Schichten wurden von den älteren Geologen gar nicht als eigene Stufe im Grazer Devoncomplex ausgeschieden.

Rolle spricht nur gelegentlich von der stellenweisen Umwandlung des Kalkes in einen gelblich- oder bläulichgrauen Dolomit und erwähnt dessen feinklüftige Verwitterung, welche es begreiflich macht, wie man denselben z. B. in Krottendorf mit der Haue von den Wänden abkratzen kann, wobei er in gröblichen Sand zerfällt, ein Verhältniss, das ich unter Anderem an manchen Stellen im Roitschgraben in derselben Weise beobachtet habe. Vom Quarzit schreibt Andrae, „dass sehr untergeordnet, besonders mit den schieferigen Gesteinen des Kalkes, gelbgraue Sandsteinbänke vorkommen, die durch ein feines Korn ausgezeichnet sind und nicht sowohl Lagenweise wechseln, sondern vielmehr in den Kalk sich einkeilen“. Rolle führt auch einige Vorkommen derselben an.

Wie mächtig aber die genannten Schichten stellenweise entwickelt sein können, zeigt z. B. die Kunststrasse, die von der Einsattlung zwischen dem Koller- und dem Oelberg (Graz W.) hinab nach Wetzelsdorf führt, und in ihrem nördlichen Gehänge in den Felsen gehauen ist. Wegen der ziemlich steil einfallenden Schichten hat man dort Gelegenheit, sehr viele derselben in ihrer Aufeinanderfolge zu beobachten. Von oben bis ins Grazer Feld hinab folgen Kalke, Dolomite, Schiefer und Quarzite in buntem Wechsel aufeinander.

Was nun den Kalkschiefer Clar's angeht, so lässt sich derselbe petrographisch nach den voranstehenden Erörterungen von dem unter demselben liegenden Schichtencomplexe kaum trennen. Legt man jedoch auf das Auftreten der Crinoiden ein Gewicht, so wird es wieder schwer, denselben von der nächst höheren Etage, in die er ja übergeht, zu scheiden. Wenn man ferner bedenkt, dass das Gestein, welches die für Bythotrephis gehaltenen Bildungen in sich schliesst, ein dunkler Quarzit ist, so werden sich kaum gewichtige Einwendungen erheben lassen, wenn man über dem Semriacher Schiefer nur eine Stufe gelten lässt und diese paläontologisch durch das Auftreten der Crinoiden, petrographisch durch den häufig vorkommenden Quarzit charakterisirt. Man wird dies umso leichter thun können, als der Kalkschiefer Clar's, der weder Quarzit, noch Dolomit enthalten darf, in dieser Reinheit ohnedies nur sporadisch vorkommt. Seinem Auftreten im Hochlantschgebiet, welches Clar erörtert, kann sein Fehlen an vielen Orten, namentlich im Süden unseres Terrains, entgegengestellt werden.

In Goesting wird der Schiefer, der am Fusse des Höhenzuges ansteht, einstimmig für Semriacher Schiefer gehalten. Auf ihn folgen unmittelbar gelbe und graue Quarzitbänke, die mit vielen schmalen Schieferlamellen mit Kalk und Dolomit wechsellagern. Solcher Beispiele gibt es noch viele.

Die Grenze zwischen dem Crinoidenkalk und den mit diesem verbundenen Schichten einerseits, sowie den höheren Kalk-Etagen anderseits, bildet an mehreren Stellen eine Wechsellagerung von dolomitischem Gestein mit feinkörnigem Grünstein, die sogenannte Diabasstufe Clar's. Ueber diese liegt eine Arbeit des seither verstorbenen Professors Terglav: „Die petrographische Beschaffenheit der im Grazer Devon vorkommenden Tuffe (Mineralogische Mittheilungen, gesammelt von G. Tschermak, 1876, H. IV.) vor, die freilich nicht allseitig zustimmende Beurtheilung gefunden hat. Da aber über diesen Gegenstand eine andere Arbeit in Aussicht steht, so kann an dieser Stelle um so eher von weiteren Erörterungen abgesehen werden.

Die nächst höhere Stufe besteht aus sehr mächtigen Lagen eines dichten grauen Kalkes, welchen Clar den Korallenkalk nennt. Auch an ihm zeigt die graue Farbe sehr viele Nuancen und wird selbst zum völligen Schwarz, wie dies z. B. an einer Stelle am westlichen Fuss des Admonterkegels beobachtet werden kann.

Nur sehr vereinzelt und auf ganz kurze Strecken ist der Kalk sogar blass röthlich gefärbt. Der graue Kalk ist stellenweise, wie z. B. am Plabutsch, mit feinen, schwarzen, parallelen Streifen gezeichnet, sehr allgemein durchziehen ihn die schneeweissen Kalkspathadern. Der Kalk von St. Johann und Paul sieht durch solche ganz gerade und parallele

Adern wie liniirt aus. Dass der dieselben bildende Calcit natürlich nichts Anderes als das Product der Infiltration und nachherigen Verdunstung kalkhaltigen Wassers ist, welches in die Spalten des zerborstenen Felsen eindrang und sie ausfüllte, sieht man recht deutlich dort, wo die Trümmer später wieder auseinander fielen und der sie einst verklebende Kalk wie Mörtel auf den Bruchflächen liegt.

Selten und nur oberflächlich ist der Kalk in Rauchwacke umgebildet. Ich beobachtete sie westlich am Gipfel des Kollerberges. Mehrere Blössen, die durch ihre gelbrothe Farbe schon von weitem auffallen, zeigen ein Gestein, das voll von kleinen Gruben und Löchern ist, zwischen denen sich wohlerhaltene Kalklamellen befinden. Der diese Löcher ehemals ausfüllende Dolomit ist eben verwittert und herausgefallen und somit die Rauchwacke auf die bekannte Weise entstanden. Endlich möge noch bemerkt werden, dass zwischen den Lagen des meist wohlgeschichteten Kalkes hie und da auch, freilich untergeordnete Schieferstraten eingeschlossen sind, aus denen die Versteinerungen, wie Hoernes bemerkt, viel besser ausgebracht werden können, als aus dem festen Kalke. Die Fauna des Korallenkalkes ist nicht gerade arm. Seit der Aufstellung des ersten Petrefactenverzeichnisses durch Unger bis auf unsere Tage sind noch manche Funde gemacht worden. Aus der Classe der Korallen sind die Geschlechter *Cyathophyllum*, *Favosites*, *Cladopora*, *Stromatopora* und *Heliolithes* vertreten. Von Crinoiden hat Unger *Cyathocrinus* und Hoernes *Cupressocrinus* nachgewiesen. Von Brachiopoden treffen wir die Geschlechter *Pentamerus*, von dem die weissen Ringe im Grazer Pflaster stammen, *Chonetes*, *Orthis* und *Leptaena*. Die Trilobiten repräsentirt eine Form der Gattung *Dalmanites*.

Das Vorkommen der von Unger angeführten Muscheln *Pecten* und *Inoceramen* wurde bezweifelt, doch erzählt Terglav (pag. 209), dass Grazer Studenten im Jahre 1875 dieselbe Pectenart (*P. grandaevus*) auf dem Plabutsch wieder gefunden hätten. Professor Ferd. Roemer, dem die meisten dieser Formen vorgewiesen wurden, erklärte dieselben für mitteldevonisch.

Dieser Auffassung begegnen wir auch in Stur's „Geologie der Steiermark" pag. 129, in Peter's „Graz" pag. 22 und „Donau" pag. 107 und in einigen anderen, minder wichtigen Schriften. Professor Hoernes hat jedoch in den Verhandlungen vom Jahre 1880, pag. 328 die Möglichkeit ausgesprochen, dass der Korallenkalk auch ein Aequivalent des deutschen Spiriferen-Sandsteins sein könne. Eine detaillirte Untersuchung aller Funde, wie eine solche Professor Hoernes in Aussicht gestellt hat, wird über diese Frage erst endgiltigen Aufschluss bringen. Folgen wir inzwischen der bis jetzt allgemeinen Annahme vom mitteldevonischen Alter des Korallenkalkes, so können die unter demselben liegenden versteinerungsleeren Schichten als unterdevonisch, möglicherweise aber auch als silurisch erklärt werden. Für die erstere Ansicht spricht der Umstand, dass das Unterdevon auch in anderen Ländern petrographisch ähnlich ist, und dass die verschiedenen Devonablagerungen Mitteleuropa's überhaupt nicht blos eine palaeontologische, sondern auch eine petrographische Uebereinstimmung zeigen.

Als die oberste Devonstufe endlich bezeichnet Clar den Kalk, aus welchem der Hochlantsch besteht, und beschreibt ihn als einen „lichtblaurothen, massigen, schlecht stratificirten, in mehrklaftrigen Bänken geordneten, mit rothbelegten Absonderungsflächen brechenden reinen Kalkstein". Weil er nur „undeutliche stänglige Auswitterungen" enthält und durch diese wohl nicht zu charakterisiren ist, weil ferner Clar selbst über die Stichhaltigkeit dieser Stufe sein Bedenken äussert, so fallen wohl alle Anhaltspunkte weg, welche diesen Kalk vom Korallenkalk scheiden können.

Anders verhält es sich mit dem Kalk von Steinbergen, der schon von den älteren Geologen als eine über dem Korallenkalke einzureihende Stufe, ja geradezu als oberdevonisch bezeichnet wird. Clar hat ihn mit dem Korallenkalke zusammengeworfen, da er die für denselben charakteristischen Versteinerungen unter jenen des Korallenkalkes aufzählt. Dem Kalke von Steinbergen werden gewöhnlich eine dunkle, fast schwarze Farbe und rothe Absonderungsflächen zugeschrieben.

In den Steinbrüchen zu Steinberg werden in der That auch solche Kalke gebrochen, daneben aber auch lichtgraue, die sich in der Farbe von den Korallenkalken nicht unterscheiden. Auch erscheint dieser oft gerade so dunkel wie der Steinbergerkalk, die grell rothen Absonderungsflächen, die sich namentlich am dunklen Kalk auffällig bemerklich machen, und noch eher als charakteristisch angesehen werden könnten, sind gleichfalls weder in den Steinbergen überall zu beobachten, noch fehlen sie überall dem Korallenkalke. Zudem muss bedacht werden, dass der Steinberger Kalk bis jetzt nur an zwei winzigen Territorien (Steinberg und Plankenwart) nachgewiesen ist, und deswegen Verallgemeinerungen bedenklich erscheinen.

Rolle erzählt ferner (p. 241), dass der Steinberger Kalk dünner geschichtet sei, als die andern devonischen Kalke. Dieses lässt sich jedoch nicht behaupten. Auch werden in Steinberg schon lange keine Trottoirplatten mehr gebrochen, die übrigens meist ohnedies vom Gaisberg stammen. Von den Steinberger Brüchen werden fast ausschliesslich Bausteine und Grabsteine u. dgl. nach der Stadt gebracht.

Stur sagt p. 123. Es liegen mir von da (Steinberg) auch Stücke vor, die in der Art der nierenförmig abgesonderten Clymenienkalke und Kramenzel eine unregelmässig grubige Oberfläche zeigen."

Für die Beurtheilung des Niveaus dieses Kalkes wären nun freilich seine Lagerungsverhältnisse zum Korallenkalk in erster Linie von Bedeutung. Leider lassen sich diese, da die Steinberge von sandigen und feinschottrigen tertiären Ablagerungen umgeben sind, direkt gar nicht beobachten.

Die Petrefactenführung ist aber eine sehr auffallende. Schon Unger führte in seinem Verzeichniss der Grazer Devon-Petrefacten Ammoniten und ein *Orthoceras* an, die von Steinbergen herrühren sollen. Das *Orthoceras* wurde von ihm als *O. regulare Schloth.* bestimmt und bezüglich der Ammoniten nimmt man allgemein an, dass darunter Clymenien zu verstehen seien. Denn aus Ungers Nachlass wurde eine derselben von Hofrath Hauer als solche erkannt.

Hofrath Hauer schreibt darüber in den Sitzungsberichten d. kais. Academie der Wissenschaften (IV. 1850, p. 277) Folgendes: „Eine von der Seite elliptisch zusammengedrückte Schale dieser Art befindet sich im Besitze des Herrn Professors Unger. Sie ist in jeder Hinsicht der von Münster *Clymenia elliptica* genannten Art, die aber selbst von *Clymenia laevigata* nicht verschieden ist, gleich". Der Fundort dieser Unger'schen Clymenien ist aber namentlich heutzuzage, wo man von Cephalopoden aus Baierdorf (Graz W.) spricht, strittig. Die Unger'schen Clymenien sind als von Plabutsch stammend, citirt, Rolle aber meint, sie können nur von den Steinbergen herrühren, wo er und Andrae solche gefunden hätten, die, nach den äusseren Umrissen zu schliessen, wohl *Clymenia laevigata Munst.* sein müssten. In dem Joanneum zu Graz sind zwei sehr grosse geschliffene Cephalopoden als *Clymenia laevigata Münst.* ausgestellt, an denen auch die Scheidewände sehr deutlich zu sehen sind, wiewohl die Lage des Sipho nicht ermittelt werden kann. Wie mir dort gesagt wurde, sind beide aus dem Grazer Strassenpflaster ausgehoben worden. Die Steine wurden jedenfalls in der Nähe der Stadt gebrochen, der Fundort Steinberg ist aber nicht constatirt. Der dunkle Kalk, in dem sie enthalten sind, kann zwar, muss aber nicht von dort stammen. Im Joaneum befinden sich ferner noch einige kleinere angeschliffene Clymenien, bei denen ein Zettel den Gaisberg als Fundstelle bezeichnet. Die einzige positive Angabe des Vorkommens der Clymenien zu Steinberg macht eigentlich nur Rolle, welcher auch behauptet, dass in den Steinbergen sich nur Clymenien und Crinoidenstielglieder finden, dass jedoch keine Spur von Korallen und Brachiopoden zu entdecken sei. Wie aber bereits erwähnt, hat Rolle seine Clymenien nach den äusseren Umrissen festgestellt und seine Exemplare nicht genauer untersucht. Ich möchte aber fast glauben, dass Rolle's Petrefacten von Steinbergen gar keine Cephalopoden waren, da auch die noch heute, freilich nur sporadisch in den dortigen Steinbrüchen auftretenden und allgemein für Clymenien gehaltenen Fossilien wahrscheinlich als Gasteropoden angesehen werden müssen.

Um alle Zweifel an der Echtheit derselben auszuschliessen, holte ich mir im Vorjahre und heuer von den Steinbergen selbst einige der Petrefacten und schliff sie, um die Lage des Sipho zu ermitteln, bis zur Medianebene durch.

Ganz unerwarteterweise erschienen aber im Innern derselben gar keine Scheidewände und natürlich auch kein Sipho, und nachdem ich zahlreiche Individuen angeschliffen hatte, musste ich mich zur Ueberzeugung bequemen, dass eine Kammerung der Schale gar nicht vorhanden sei und somit die Versteinerungen auch kaum zu den Cephalopoden gezählt werden können. Freilich könnte man einwenden, dass im Laufe der Zeiten die Scheidewände verschwunden seien, aber es ist doch schwierig anzunehmen, dass auch nicht die leiseste Spur von ihnen zurückblieb, während die freilich etwas dickere äussere Schale stellenweise sehr deutlich erhalten ist oder doch, wo sie nicht beobachtet werden kann, im inneren Steinkern und im äusseren Eindruck das Fossil unzweifelhaft ausgeprägt erscheint.

Die nach dem Gesagten wahrscheinlich zu den Schnecken gehörigen Gehäuse stellen flache, kreisrunde, oder, was noch häufiger ist, elliptische

Scheiben dar, die entweder beiderseits oder nur auf der einen Seite vertieft sind, also dort einen sehr weiten Nabel besitzen. Ihr Durchmesser schwankt zwischen zwei und acht Centimeter und wird mitunter noch grösser. Die Schalen besitzen demnach oft ein beträchliches Volumen. Die Windungen, welche sich völlig umschliessen, nehmen stets nur sehr allmälig an Dicke zu und sind, namentlich an den grösseren Exemplaren sehr flach gedrückt, wodurch die Frage, ob sie ursprünglich drehrund oder kantig waren, sich nicht beantworten lässt. Doch ist höchst wahrscheinlich das Erstere der Fall gewesen.

Nach dem Gesagten glaube ich in den vorliegenden Petrefacten das Geschlecht *Euomphalus Sow.* zu erkennen.

In eine Artbestimmung getraue ich mich jedoch wegen der geringen Zahl der Exemplare, die mir zur Verfügung stehen, sowie wegen ihres schlechten Erhaltungszustandes, der nicht gestattet, sie auch nur theilweise zu isoliren, geschweige denn von ihrer Gesteinsunterlage zu trennen, nicht einzulassen.

Die grössten Formen würden nach ihrer Unterseite, und nur diese ist an meinen Exemplaren blossgelegt, dem *Euomphalus bifrons Phill.* nicht unähnlich sehen. Leider kann ich nicht constatiren, ob sie die charakteristischen Höckerchen auf der Oberseite besitzen, für die kleineren Formen würde *Euomphalus planorbis Arch. et Vern.*, sowie *Euomphalus annulatus Phil.* namentlich wegen ihrer sehr allmälig an Dicke zunehmenden Windungen in Betracht zu ziehen sein. Bei *Euomphalus discus Goldf.*, der auch in mancher Beziehung mit unseren Formen Aehnlichkeit hat, nehmen jedoch die Windungen zu rasch an Dicke zu.

Wenn wir auf all' das Gesagte Rücksicht nehmen, so kann natürlich über die Faciesverschiedenheit des Steinberger Kalkes kein Zweifel bestehen, und wenn die als Clymenien bestimmten Petrefacte von dorther stammen, auch nicht über das oberdevonische Alter desselben.

Das Vorkommen der Clymenien in Steinbergen wird man aber vor der Hand noch bezweifeln dürfen, und es wird eine Hauptaufgabe der geologischen Untersuchungen im Grazer Devon auch in Zukunft bleiben, die Fundorte der Clymenien zweifellos sicherzustellen.

Ueber das Miocän, insbesondere das Auftreten sarmatischer Schichten bei Stein in Krain.

Von V. Hilber.

Die Miocänablagerungen der Umgebung von Stein finden sich in der Literatur wiederholt berührt.

Freyer findet in dem Mergel auf den Halden der Braunkohlenschürfe zu Neul bei Stein *Biloculina*[1]). Watzel[2]) sammelt Pflanzen am Saalberge bei Stein. Morlot[3]) veröffentlicht die von Unger gemachten Bestimmungen dieser Funde. Lipold[4]) führt marine Fossilien und Braunkohlenausbisse an. Stache[5]), obzwar ein anderes Gebiet behandelnd, muss wegen der Bedeutung seiner Arbeit für die Kenntniss des Neogens in Krain hier erwähnt werden. Th. Fuchs[6]) bespricht eine durch Vermittlung des Herrn H. Hauenschild an das Hof-Mineralien-Cabinet gelangte Fossil-Suite.

Herr Professor R. Hoernes hatte die Güte, mir eine Suite von Fossilien zur Bearbeitung zu übergeben, welche Herr Pfarrer S. Robič in Ulrichsberg, Post Zirklach bei Stein, gesammelt und ihm mit dem Ersuchen um Bestimmung eingesandt hatte. Dieselbe enthält Folgendes:

I. Graben bei Viševca am Fusse des Ulrichsberges. In einem grauen, groben, thonigen Sandstein, stellenweise mit Kohlenschmitzchen, grösstentheils als Steinkerne erhalten:

Haifisch-Zähne.

Voluta sp.

Buccinum cf. costulatum Brocc.

---

[1]) Hauser, F. R. v. Bericht über eine Mittheilung Freyer's an Haidinger. Haidinger's Berichte üb. d. Mitth. v. Freund. d. Naturw. in Wien 1847. p. 109.

[2]) Watzel. Vorlage von Pflanzenresten aus Stein. Haidinger's Berichte 1850 p. 175.

[3]) Morlot, A. v. Ueber die geolog. Verhältn. v. Ober-Krain. Jahrb. R.-A. I. 1850. p. 393.

[4]) Lipold, M. V. Bericht über die geologischen Aufnahmen in Ober-Krain im Jahre 1856. Jahrb. R.-A. 1857. p 227. u. 229. (p. 225 wird *Eocän* erwähnt, p. 220 ein Eisenerzvorkommen in *Lias*).

[5]) Stache, Guido. Die neogenen Tertiärbildungen in Unter-Krain. Jahrb. R.-A. 1858. p. 366. Verhandl. p. 8 u. 49.

[6]) Fuchs, Theodor. Die Tertiärbildungen von Stein in Krain. Verh. R.-A. 1875. p. 48.

Pyrula condita Brongn.
Pyrula rusticula Bdst.
(Stimmt mit der von M. Hoernes Fig. 4 abgebildeten einkieligen Form von Enzesfeld überein.)
Fusus sp.
Monodonta angulata Eichw.
Natica sp.
Solenaceen.
(Verdrückte Steinkerne.)
Panopaea Menardi Desh.
Thracia ventricosa. Phil.
Psammobia uniradiata Brocc.
Venus cf. islandicoides Lam.
Venus sp.
Venus (?) cf. praecursor Mayer.
Isocardia cor Lam.
Cardium hians Brocc.
Lucina sp.
(Eine grosse Art.)
Leda nitida Brocc.
Pectunculus glycimeris Lam.
Arca sp.
Mytilus Haidingeri M. Hoern.
Pecten sp. plures aus der Gruppe des *substriatus Orb.* in schlechter Erhaltung (meist Steinkernen).
Pecten sp.
Zwei Steinkerne, stark gewölbt, der kleinere mit 16, der grössere mit 19 Rippen.

II. Graben bei Viševca; aus Tegel:

Cerithium rubiginosum M. Hoern.
Nerita picta Fér.

III. Umgebung von Viševca (ohne nähere Fundortsangabe).

Ancillaria glandiformis Lam.
Turritella Archimedis Brongn.
Turritella bicarinata Eichw.
Turritella Riepeli Partsch.
Pholadomya aff. alpina Math.
26 Rippen, während M. Hoernes nur 15—20 angibt; das vorliegende Exemplar stimmt in der Gestalt am besten mit der von Mösch[1]) Tafel XXXIX, Fig. 12 gegebenen Zeichnung eines Exemplares von St. Gallen, ist aber doppelt so gross.
Venus Aglaurae M. Hoern. non Brongn.
Isocardia cor Lam.
Cardita Jouanneti Bast.

---

[1]) Moesch, C. Monographie der Pholadomyen. Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. 1874 u. 1875.

Pectunculus sp.
Pinna cf. Brocchii d'Orb.
Lima cf. inflata Chemn.
Anomia sp.
Flabellum sp.

Die Acephalen stammen nach dem anhaftenden Materiale oder dem des Steinkerns aus Sandstein, die Gasteropoden scheinen zum Theile einem thonigen Gebilde anzugehören.

IV. Auf den Aeckern vor Viševca:

Cerithium Florianum Hilb. Sehr häufig.

V. Weg von Ulrichsburg nach Viševca. Aus Sandstein:

Purpura cf. exilis Partsch.
Steinkern mit Sculptur. Knotenlose Form.

VI. Bei Viševca:

Schalenexemplare, in der Sendung von der Suite III durch abweichende Etiquetten gesondert:
Pleurotoma aff. Doderleini M. Hoern.
3 Exemplare, durch bedeutendere Grösse und stärkere Sculptur unter dem Kiel der Schlusswindung von der genannten Form verschieden.
Cerithium aff. pictum Bast.
Grosse Form mit stufenförmig absetzenden Umgängen, 3 Knotenreihen auf der vorletzten, 5 auf der letzten Windung. Starke Knoten. Diese Form ist die in der sarmatischen Stufe häufigste und verbreitetste aus der Gruppe des *pictum Bast.*
Melanopsis impressa Krauss.
Die Etiquette Robič' bemerkt ausdrücklich das Zusammenvorkommen mit *Murex sublavatus.* Im Wiener Becken wurde diese *Melanopsis* nur in den Grunder- und den Congerienschichten beobachtet.

VII. Verhovje.

Aus grauem oder gelbem Sandstein, welcher etwas feiner ist, als der von Viševca:
Cidaris sp.
Haliotis Volhynica Eichw.
Panopaea Menardi Desh.
Lima cf. squamosa Lam., unvollständiger Abdruck.
Aus thonigen Sedimenten ?:
Cerithium aff. pictum Bast.
Die erwähnte sarmatische Form.
Cerithium aff. rubiginosum Eichw. Viel schlankere Form.
Cerithium Gamlitzense Hilb.

Von demselben Fundorte liegt noch eine sehr frisch aussehende Einzelschale von *Ostrea lamellosa Brocc.* vor.

VIII. Verhovje und Viševca
mit *Murex sublavatus.*

Herr Robič gewann durch Säubern der Schalen dieser Art von den genannten Punkten eine Anzahl kleiner Conchylien. Eine andere ist auf den Etiquetten als gesellig mit *Murex sublavatus* bezeichnet. Das folgende, entsprechend geordnete Verzeichniss enthält Formen, welche bis jetzt nur in den mediterranen, und solche, welche nur in den sarmatischen Schichten gefunden wurden, neben beiden Stufen gemeinsamen. *Murex sublavatus* scheint demnach, wie auch sonst, an den genannten Punkten in beiden Stufen vorzukommen.

A) Fauna der oberen Mediterranschichten:

Columbella carinata Hilb.
Cerithium Schwartzi M. Hoern.
Cerithium Florianum Hilb.
Cerithium cf. minutum Serres.
Chemnitzia sp.
Kleine glatte Form.

B. Fauna der sarmatischen Stufe:

Buccinum duplicatum Sow.
(Die hieher gestellten Formen der Grunder-Schichten sind erheblich verschieden.)
Cerithium disiunctum Sow.
Rissoa inflata Andrz.
Scurria pygmaea Stol. sp. [1])
Ervilia Podolica Eichw.
Mactra Podolica Eichw.
Cardium aff. obsoletum Eichw.
Zwei gekielte Exemplare mit 18 und 26 Rippen, deren hinter dem Kiel befindliche gedornt sind. Aehnliche oder idente Formen kommen in den sarmatischen Schichten Wiesen's vor.
Cardium cf. Suessi Barbot.
Modiola marginata Eichw.

C) Beiden Stufen gemeinsame oder nicht sicher einzureihende Formen:

Serpula sp.
Spirobis sp.
Murex sublavatus Bast.
Phasianella sp.
Trochus sp.
Nerita picta Fér. Runde Form.
Bithynia 2 sp., von welchen die eine glatt, die andere quergestreift ist.

---

[1]) Stoliczka, F. Beitrag zur Kenntniss der Molluskenfaunen der Cerithien und Inzersdorfer Schichten des ungarischen Tertiärbeckens. Verh. zool.-bot. Ges. 1862. p. 532. Taf. 17, Fig. 2.

Suess, E. Untersuch. üb. d. Char. d. öst. Tert.-Abl. II. Sitzungsber. Ak. 1866. LIV. Bd. p. 235.

Reuss, A. E. Ueber tertiäre Bryozoen von Kischenew in Bessarabien. Sitzungsber. Ak. 1869. LX. Bd. p. 2 Sep.-Abd.

Hoernes, R., Tertiärstudien. Jahrb. R.-A. 1874. p. 38.

Bulla Lajonkaireana Bast.
Modiola sp., iuvenis. (*Volhynica Eichw.?*)
Foraminiferen.

IX. Weg Tunjice-Stein:

Krebs-Reste.

X. Graben bei Tunjice:

Turbo sp.

Steinkern mit Schalenresten, mit 12 Centimetern Basis-Durchmesser. Das Material des Steinkerns ist ein dichter grauer mergeliger Kalkstein. Die Form ist wahrscheinlich nicht miocän, vielleicht auch nicht tertiär.

XI. Doblica-Graben bei Sidrož.

A) In einem gelben, zerreiblichen Sandsteine:

Pflanzenreste.

Die Facies ist die gleiche wie jene der Pflanzenschichten von Wildon in Steiermark.

B) In festem Sandsteine:

Haifischzähne.
Pecten sp.

C) Lose Doppelschale:

Ostrea fimbriata Grat.

D) *Eocän* scheint ein gelbbrauner Mergel mit Steinkernen von

Rostellaria sp. (*cf. pes. carbonis Brongn.*) mit Schalenspuren.
Natica 2 sp.

Die ganze Suite befindet sich wieder im Besitze des Herrn Pfarrers Robič.

Fuchs kommt auf Grund des von ihm untersuchten Materiales und der miteingesandten Notizen zur Gliederung des Neogens von Stein in: Sotzka-Schichten, erste und zweite Mediterranstufe.

Den Sotzka-Schichten könnte unter dem mir vorliegenden Materiale nur das unter XI angeführte Vorkommen entsprechen. Zur Begründung des Vorhandenseins der ersten Mediterranstufe sagt Fuchs[1]: „Die gelben, sandig mergeligen Schichten führen eine Fauna, welche durch das Vorkommen von Austern, *Pecten* und häufigen *Turritellen* an die Schichten von Eggenburg erinnern, während die grauen Schichten den Tellinensanden von Eggenburg zu entsprechen scheinen. Ueber die gegenseitige Lagerung dieser zwei Schichten ist mir nichts bekannt."

Der genannte Forscher hätte sich zum Behufe der Parallelisirung nicht des Hinweises auf die Faciesähnlichkeit zu bedienen gebraucht, welche für die Altersfrage nur in besonderen Fällen Beweiskraft besitzt; denn seine Liste enthält drei Arten, welche bisher nur in den Schichten der ersten Mediterranstufe gefunden wurden: *Cardium Michelottianum May.*, *Mytilus fuscus M. Hoern.* und *Pecten Rollei M. Hoern.* nebst zwei weiteren, *Turritella cathedralis Brongn.* und *Ostraea crassissima Lam.*, welche durch häufigeres Vorkommen in der ersten Stufe ausgezeichnet sind.

---

[1]) l. c. p. 49.

In dem von mir untersuchten Material ist keine Form, welche für die erste Mediterranstufe ausschliesslich bezeichnend wäre. Die Fauna der Sandsteine scheint durch die Mischung von nur aus der zweiten Stufe bekannten Formen (*Pyrula condita*, *Monodonta angulata*) mit solchen, welche nur in den Horner- und den Grunder-Schichten vorkommen (*Mytilus Haidingeri*), oder in den Grunder-Schichten besonders häufig sind (*Pyrula rusticula*), ihre Gleichstellung mit den Grunder-Schichten zu verlangen.

Auf eine thonige Facies des Grunder Horizontes in der Gegend weisen ferner einige Formen des Florianer-Tegels (*Columbella carinata*, *Cerithium Gamlitzense* und *Cerithium Florianum*), der, wie ich nachgewiesen zu haben glaube [1]), eine halbbrakische Facies des Grunder-Horizontes darstellt.

Der Leithakalkhorizont erscheint bei Stein weder durch Fuchs (seine Schichte b, 2. wird als Unterlage der Horner-Schichten genannt), noch durch meine Angaben nachweisbar. An seiner Vertretung ist bei dem Umstande seiner allerwärtigen Transgression im österreichisch-ungarischen Neogen gleichwohl nicht zu zweifeln.

Bemerkenswerth erscheint das Auftreten sarmatischer Schichten in dem nördlichen Neogenzuge von Ober-Krain. Die als VI und VIII, *B*) bezeichneten Suiten erlauben keinen Zweifel an dem Vorkommen dieser Stufe.

Sarmatische Schichten wurden bisher aus Krain nirgends als solche angegeben. Stache [2]) erwähnt aus Unter-Krain eine Ablagerung, welche er, da der Name und die nähere Kenntniss der sarmatischen Schichten späteren Datums ist, nur als eine brakische Bildung bezeichnet. Er nennt aus Weisskirchen von einem Fundorte beim Pfarrhofe: *Cardium plicatum Eichw.*, *Cardium Vindobonense Partsch* (nach M. Hoernes = *C. obsoletum Eichw.*), *Mytilus incrassatus d'Orb.* (= *Modiola Volhynica Eichw.*), *Mactra inflata Bronn.* (= *M. Podolica Eichw.*), lauter charakteristische sarmatische Fossilien. Dieselbe Bildung wird von ihm noch von St. Canzian im Thale angegeben, während er den Tegel von Langenarch mit „*Mytilus sp.* und *Cardium Carnuntinum Partsch*“ (einer Form der Congerienschichten) als eine jüngere Tegelbildung bezeichnet (p. 381).

Auch in dem südlichen Neogenzuge Ober-Krains kommen nach in diesem Jahre angestellten Untersuchungen Al. Bittner's [3]) sarmatische Ablagerungen vor.

Das Hineinreichen der sarmatischen Bildungen in die Neogen-Buchten Krains ist auch für die Kenntniss der Vertheilung von Meer und Land zur Neogenzeit von Interesse. Während die sarmatischen Ablagerungen bekanntlich in Südost-Europa über die Mediterranschichten transgrediren, in der Westhälfte Ost-Galiziens und derjenigen Mittel-Steiermarks die Mediterranschichten nicht bedecken, scheint in Krain der ursprüngliche Verbreitungsbezirk beider Stufen nicht erheblich verschieden zu sein.

In der Umgebung von Stein liegt ferner der westlichste bekannte Punkt des Vorkommens sarmatischer Ablagerungen.

[1]) V. Hilber. Die Miocänablag. um das Schiefergeb. etc. Jahrb. R.-A. 1879.
[2]) l. c. p. 383.
[3]) Mündliche Mittheilung.

Zur Kenntniss der mittelmiocänen Trionyx-Formen Steiermarks.

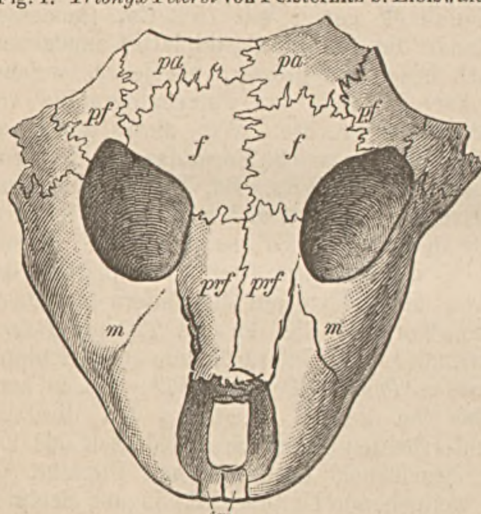
Von R. Hoernes.

Herr Prof. Dr. K. F. Peters hat in Nr. 12 der diesjährigen Verhandlungen eine Mittheilung über „den Schädel von *Trionyx Styriacus*" veröffentlicht, welche ich durch die nachstehenden Zeilen ergänzen möchte, ehe die Detailbeschreibung dieses für die Kenntniss der miocänen *Trionyx*-Formen so wichtigen Restes in Druck gelegt werden kann.

Herrn Bergdirector V. Radimsky und Herrn Director F. Knaffl dankt die geologische Sammlung der Universität Graz einerseits viel vollständigere, andererseits unvollständigere Reste einer sehr grossen *Trionyx*, als es die von Prof. Peters gegebene Notiz besagt. Prof. Peters spricht von einem „in guten Bruchstücken erhaltenen Rückenschild" — mir war es jedoch möglich, dasselbe auf der grossen Mergelplatte, die den inneren Abguss des Schildes darstellt, fast vollständig zu restauriren. Das Schild ist von dem sehr gut erhaltenen Hinterende bis zum stark beschädigten Vorder-Rande der Nackenplatte 34 Cm. lang — seine ganze Länge mag über 35 Cm. gemessen haben, die halbe Breite hat Prof. Peters genau mit 15·2 Cm. (gemessen von der Mittellinie bis zum Rande der fünften Costalplatte) angegeben. Dieses Schild ist sonach noch bedeutend grösser, als jenes, welches Peters im zweiten Heft der „Beiträge zur Palaeontographie von Oesterreich"; Tafel II zur Abbildung brachte. Wie dieses gehört es jedoch nicht zu *Trionyx Styriacus*, für welche Form das von Peters in den Denkschriften der k. Akademie d. Wiss., Bd. IX., beschriebene, Tafel IV, Fig. 3 abgebildete Exemplar massgebend ist. Dieses letztere, ebenfalls erwachsene, aber nur in halber Grösse abgebildete, Exemplar zeichnet sich hinsichtlich der Sculptur der Costalplatten dadurch aus, dass die Leisten von einer Platte auf die andere fortsetzen, während bei den erstgenannten Formen, die ich als *Trionyx Petersi* beschreiben werde, die Nahtränder mit Unterdrückung der Sculptur ein wenig aufgeworfen sind, wie es *Trionyx Partschi Fitz.* und in noch höherem Grade *Tr. marginatus Ow.* zeigen. Peters hat dies bei Schilderung des von ihm untersuchten Exemplares lediglich als Erscheinung des höheren Alters bezeichnet, doch wohl mit Unrecht, da auch andere, und zwar sehr weitgehende Unterschiede in der Sculptur und selbst in der Anordnung und den Dimensionen der Costalplatten sich finden. Bei *Trionyx Petersi* treten Parallelleisten hervor, während die Sculptur bei *Tr. Styriacus* netzförmig ist. Wichtiger aber als die Differenzen der Sculptur, denen man vielleicht keinen so hohen Werth beilegen könnte, da ja auch an recenten *Trionyx*-Formen dieselben bei verschieden alten Thieren (wenn auch nicht in so hohem Grade) auftreten, scheinen mir die Unterschiede im Bau der Platten. Peters

sagt bei Aufstellung seines *Trionyx Styriacus*: „Die vordersten Costalplatten haben eine eigenthümliche Form: die erste verschmälert sich stark nach aussen, ihr sehr kurzer freier Rand sieht mehr nach auswärts als nach vorwärts; die zweite dagegen nimmt auf Kosten der ersten im inneren Theile an Breite bedeutend zu.“ — Bei jenem Rückenschilde eines *Trionyx*, welche Peters in den „Beiträgen zur Palaeontographie“, Taf. II, abbilden liess, ist deutlich ersichtlich, dass hier die erste Costalplatte nach Aussen an Breite nicht abnimmt, wenngleich der betreffende Theil des Schildes nur im inneren Abguss — als Steinkern vorhanden ist. Bei dem mir nun vorliegenden Stück aber ist die erste Costalplatte der linken Seite vollständig erhalten, sie ist sowohl da, wo sie an die Neuralplatte stösst, als auch an der Aussenseite weitaus breiter als die zweite Costalplatte — ja sie verbreitert sich sogar mässig gegen den Aussenrand und weist daselbst ein recht langes, freies Stück auf. In der Anordnung und den Dimensionen der ersten Costalplatten gleicht daher *Trionyx Petersi* sehr dem *Tr. Partschi Fitz.*, von dem wir leider bis nun nur die drei ersten Costalplatten der rechten Seite kennen. *Tr. Partschi* aber besitzt Netzsculptur an der Oberfläche und über die Costalplatten sehr stark hervortretende Rippen. Auch Theile der Brust-Bauchschilder sind von jenem Exemplare, welches durch die Sorgfalt des Directors F. Knaffl geborgen wurde, erhalten. Ich konnte das Hyo- und Hypo-Plastron der linken Seite fast vollständig zusammensetzen, und fand auch in diesen Stücken beträchtliche Verschiedenheiten gegenüber *Trionyx Styriacus*. Und nun zum Kopf.

Fig. 1. *Trionyx Petersi* von Feisternitz b. Eibiswald.



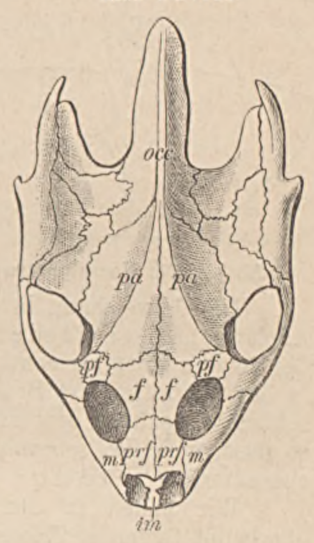
pa = parietale. *prf* = praefrontale.
pf = postfrontale. *m* = maxillare.
f = frontale. *im* = intermaxillare.

Prof. Peters sagt über denselben: „Der ganze Hinterhauptsrand des Schädeldaches ist leider nicht erhalten, doch lässt sich am Abdruck noch deutlich bestimmen, dass die ganze Länge des Schädels in der Mittellinie von der obliterirten Vereinigung der Seitenwandbeine mit der Hinterhauptschuppe bis zum Schnauzenrande des Oberkiefers 0·0605 beträgt. Die halbe Breite, am vorderen Rande der linken Augenhöhle gemesssen, bis an den hier bereits in der Krümmung nach Innen begriffenen Kaurand des Oberkiefers macht genau 0·027 aus. Die grösste Breite des Ausschnittes der Nasenhöhle, 0·007 vom Vorderrande, beträgt 0·015.“ — Diese Masse finden ihre Erklärung durch den Umstand, dass Prof. Peters den Schädel fast um die Hälfte seiner Länge unterschätzt hat. Von den Occipitalknochen ist nämlich gar nichts vorhanden und auch die Parietalia fehlen vollständig, wie die Skizze des erst

durch mich vollständig vom anhaftenden Mergel gereinigten Schädels darthut.

Zur Controle der Thatsache, dass mir hier nur die vordere Hälfte des ganzen Schädels vorliegt, verweise ich auf die in Fig. 2 (nach *Cuvier Ossemens fossiles* Pl. 239, Fig. 6) gegebene Skizze des Schädels des „Ganges-*Trionyx*“, da mir eine Abbildung einer der nordamerikanischen Formen, welche den miocänen *Trionyx*-Arten der Steiermark jedenfalls näher stehen, augenblicklich nicht zugänglich ist.

Fig. 2.
„*Tête du Trionyx du Gange*“ nach Cuvier.



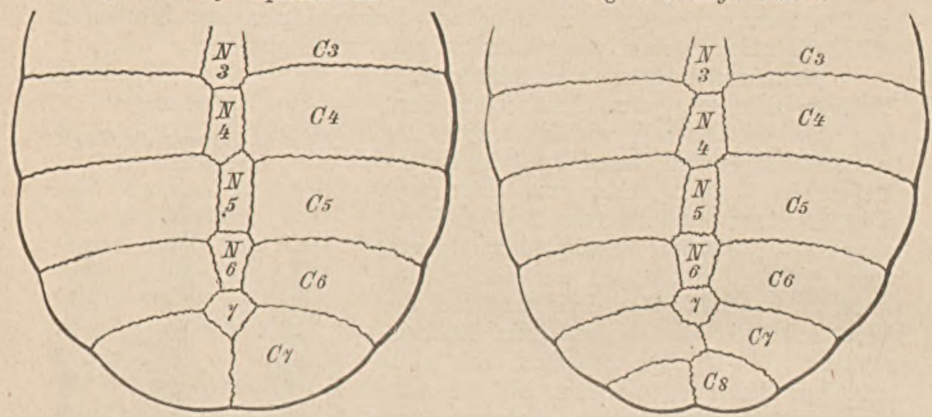
occ = occipitale.
Die Bezeichnung der übrigen Schädelknochen wie bei Fig. 1.

Wenn nun auch von dem Feisternitzer *Trionyx* nicht der ganze Schädel, sondern nur der Gesichtstheil vorliegt, sowie der vorderste ungemein massive Theil des Unterkiefers, so ist doch dieser erste Rest eines Schädels einer mittelmiocänen *Trionyx*-Form aus den steirischen Braunkohlenbildungen vom höchsten Interesse, und ich glaube recht zu handeln, wenn ich, nachdem die Verschiedenheit des zugehörigen Rückenschildes von *Trionyx Styriacus* mit vollständiger Sicherheit erwiesen ist, die neue Form mit dem Namen jenes Autors belege, der sich hinsichtlich der Palaeontologie der Schildkrötenreste der österreichischen Tertiär-Ablagerungen die grössten Verdienste erworben hat, und dessen letzte Mittheilung in den Schriften der k. k. geolog. Reichsanstalt, in welcher so viele und ausgezeichnete Arbeiten von ihm veröffentlicht wurden, eben den in Rede stehenden Rest zum Gegenstand hatte.

Es kömmt jedoch in den mittelsteirischen Braunkohlenbildungen neben *Trionyx Petersi* und *Trionyx Styriacus* noch eine dritte *Trionyx* vor, welche ich als *Trionyx septemcostatus* zu beschreiben gedenke. In der geologischen Sammlung der Universität Graz liegt ein von Eibiswald stammendes Exemplar dieser dritten Form, bestehend aus dem recht vollständig erhaltenen 23 Cm. langen, und (ohne die an keiner Costalplatte erhaltenen Rippenvorsprünge) 22 Cm. breiten Rückenschilde, an dessen Bauchseite Fragmente des Bauchschildes und der Extremitätsknochen, die sich durch ungewöhnliche Stärke auszeichnen, sichtbar sind. Am Rückenschilde gleichen die Sculptur und die Anordnung der vorderen Neural- und Costalplatten sehr den Verhältnissen, die an *Trionyx Petersi* zu beobachten sind. Die vierte und fünfte Neuralplatte weichen von dem gewöhnlichen Typus der nordamerikanischen *Trionyx*- (*Gymnopus*-) Formen ab, indem schon die vierte parallele Längsseiten zeigt und am Hinterrand assymmetrisch gestaltet ist, was natürlich auch vom Vorderrand der fünften Neuralplatte gilt. Die sechste und siebente Neuralplatte zeigt die normale Gestaltung — jene Elemente aber, welchen bei *Trionyx Styriacus* und *Petersi* die siebente

und achte Costalplatte entspricht, sind jederseits zu einem einzigen Schildstück verwachsen. Die nachstehenden Skizzen zeigen wohl besser als viele Worte die verschiedene Anordnung der Neural- und Costalplatten auf der hinteren Hälfte des Schildes bei *Trionyx Petersi* und *Tr. septemcostatus.*

Fig. 3. *Trionyx septemcostatus.* Fig. 4. *Trionyx Petersi.*



*N*3 bis *N*7: Neuralplatten. *C*3 bis *C*8: Costalplatten.

Die Abweichung in der Gestaltung der vierten und fünften Neuralplatte mag v i e l l e i c h t nur individuell sein, in dem Verschmelzen der letzten Costalelemente liegt gewiss ein guter Art-Charakter. Auch in der Gestaltung des Brust-Bauchschildes finden sich bedeutende Unterschiede gegenüber den früher erörterten mittelmiocänen *Trionyx*-Arten, so dass auch *Tr. septemcostatus* als unzweifelhaft selbstständige Form charakterisirt erscheint.

Wir finden in den Tertiär-Ablagerungen Oesterreich-Ungarns überhaupt folgende *Trionyx*-Formen:

1. *Trionyx austriacus Peters* vom Mte. Promina (eocän).
2. „ *sp.* von Trifail (untermiocän oder oligocän).
3. „ *Styriacus Peters* } aus den Schichten von Eibiswald } Mittelmiocän
4. „ *Petersi nov. form.* } aus den Schichten von Eibiswald } Mittelmiocän
5. „ *septemcostatus nov. form* } aus den Schichten von Eibiswald } Mittelmiocän
6. „ *sp. ind.* aus dem Sande von Grund } Mittelmiocän
7. „ *Partschi Fitz.* aus dem Leithakalk } Mittelmiocän
8. „ *Vindobonensis Peters* aus dem Hernalser Tegel (obermiocän).

Zwar liegen von der sub. 2 angeführten, durch ihr geologisches Alter ungemein interessanten Form recht zahlreiche Reste in verschiedenen Sammlungen (so im Museum der geologischen Reichsanstalt, im k. k. Hof-Mineralien-Cabinet, im Klagenfurter Museum, in der Naturalien-Sammlung des Grazer Mädchen-Lyceum, in der Privatsammlung des Ober-Bergcommissärs R i e d l in Cilli u. s. w.), doch handelt es sich stets um Reste, die viel schlechter erhalten sind als die Eibiswalder, so zwar, dass es mir zur Stunde noch unmöglich ist, zu sagen, ob der untersteirische *Trionyx* der Sotzkaschichten dem eocänen *Tr. austriacus* vom Mte. Promina oder den mittelmiocänen Formen näher verwandt ist.

Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Von C. v. John und H. B. v. Foullon.

In Folgendem geben wir eine Zusammenstellung der seit der letzten Veröffentlichung der Arbeiten des chemischen Laboratoriums der k. k. geolog. Reichsanstalt (Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt 1875, 25. Band, 2. Heft) durchgeführten Untersuchungen.

Es wurde hiebei von den für wissenschaftliche Zwecke vorgenommenen Analysen gänzlich abgesehen, da dieselben bereits an geeignetem Orte zur Publication gelangten oder gelangen werden. Diese Zusammenstellung verfolgt also einen praktischen Zweck und sind in dieselbe von den zahlreichen vorgenommenen Untersuchungen nur jene aufgenommen worden, bei denen der Fundort der untersuchten Naturproducte oder der Erzeugungsort der Fabrikate bekannt war. Hiebei wurde im Allgemeinen vom Werthe oder Unwerthe der untersuchten Objecte abgesehen und nur die Resultate jener hinweggelassen, die keinerlei praktisches Interesse boten.

Die Art der Untersuchung richtete sich ausschliesslich nach den Wünschen der Einsender und zerfällt in docimastische Proben und Analysen; bei letzteren erfolgte die Angabe des Analytikers. Zur leichteren Uebersicht wurden die Resultate der Untersuchungen gleichartiger Objecte in Tabellen zusammengefasst, die keiner näheren Erläuterung bedürfen. Eine Ausnahme hievon liessen wir nur bei den von der Erzherzog Albrecht'schen Cameraldirection in Teschen eingesandten Producten eintreten, weil dieselben vereint ein vollkommeneres Bild der Werksthätigkeit dieser grossen Anlagen geben.

Es folgen:

I. Kohlenuntersuchungen.

Die untersuchten Kohlen sind nach Ländern und geologischen Formationen geordnet[1]), Coaks und Briquettes bei den Kohlen der

[1]) Deren Angabe wir grösstentheils der Güte des Herrn Oberbergrath Dr. Stur verdanken.

gleichen Localität aufgenommen; nur jene, von denen die zugehörige Kohle nicht untersucht wurde, erscheinen am Schlusse dieser Tabelle vor den Kohlenschiefern eingereiht.

Zur Brennwerthbestimmung der Kohle wurde, wenn nicht ausdrücklich eine Elementaranalyse gefordert war, die Berthier'sche Probe angewendet. Trotz der bekannten principiellen Fehler derselben gibt sie, bei einer Reihe von Kohlen gleichartig durchgeführt, doch wenigstens relativ richtige Resultate, welche eine Vergleichung des Brennwerthes gestatten. Selbstverständlich dürfen die Resultate der Berthier'schen Probe nicht direct verglichen werden mit jenen, die man aus der Elementaranalyse berechnet. Wo der Zweck der Elementaranalyse die Ermittlung des Brennwerthes ist, wird, so wie hier, auch in der Zukunft das Ergebniss der Berthier'schen Probe beigefügt werden.

II. Elementaranalysen von Kohlen.

III. Aschenanalysen von Kohle und Coaks.

IV. Graphite.

V. Erze.

A. Silberhältige Erze.
B. Als kupferhältig eingesandte Erze.
C. Eisenerze:
a) Roth- und Brauneisensteine.
b) Spatheisensteine.

VI. Braunsteine.

VII. Diverse Erze.

VIII. Kalke, Mergel, Dolomite und Magnesite.

IX. Feuerfeste Thone und Steine.

X. Bergtheer und Erdwachs.

XI. Wässer.

XII. Roheisen.

XIII. Fabriksproducte.

XIV. Kohle, Coaks, Eisenerze, Roheisen etc., eingesandt von der Erzherzog Albrecht'schen Cameraldirection in Teschen.

I. Kohlenuntersuchungen.

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: einem Cubikm. Fichtenholz' à 282 Kgr sind Kilogr.
	Nieder-Oesterreich.									
F. Fruhwirth in Freiland	Schrambach		—	—	—	0·104	—	—	—	—
Gottfried Müller in Lunz	Lunz, Pramelreith	Lunzer Schichten	2·3	4·5	—	—	—	6328	8·2	177·9
Gottfried Müller in Lunz	Lunz	Lunzer Schichten	1·7	6·7	—	—	—	6460	8·1	175·8
Gottfried Müller in Lunz	Lunz, Schneibb	Lunzer Schichten	2·7	6·6	—	—	—	6215	8·4	182·3
F. Fruhwirth	Klauswald, Ferdinandstolle bei Kirchberg a./d. Pielach	Lunzer Schichten	0·7	6·6	—	—	—	6272	8·4	182·3
A. von Caló in Wien	Piesting	Gosauschichten	6·8	7·3	—	—	—	5085	10·3	223·5
Franz Sigris, Ottakring	Neulengbach	Sotzkaschichten	11·9	8·0	—	—	—	4757	11·0	238·7
G. Müller, Wilfersdorf	Wilfersdorf	Sotzkaschichten	1·2	23·7	—	—	—	6328	8·3	180·1
		Sotzkaschichten	1·1	11·2	—	—	—	6621	8·5	173·6
K. k. Militär-Intendanz, Wien	Thallern	Untere Mediterranstufe	14·7	15·8	—	—	—	3774	13·9	301·6
Rocco von Miorini	Krems	Untere Mediterranstufe	13·6	38·2	—	—	—	2600	20·2	438·3
Th. Neumann in Wien	Aspang	Obere Mediterranstufe	10·7	9·9	—	—	—	4746	11·0	238·7
M. Schwarz in Wien	Jauling	Obere Mediterranstufe	26·9	13·8	—	—	—	2963	17·7	384·1
Hofrath R. v. Hauer	Steinach a. d. Enns	Obere Mediterranstufe	14·2	13·4	—	—	—	3684	14·3	310·3
F. Hiller in Wien	Leiding bei Wiener-Neustadt	Obere Mediterranstufe	13·1	11·7	—	—	—	4633	11·3	245·3
	Böhmen.									
K. k. Militär-Verpflegsmagazin, Prag	Kladno Thinnfeld-Grube (commissionell entnommen)	Mittleres Carbon (Radnitzer Schichten)	7.2	4·5	—	—	—	6236	8·4	182·3
Gebrüder Guttmann in Wien	Rakonitz-Lubna-Hostokrej	Mittleres Carbon (Radnitzer Schichten)	15·0	7·5	—	—	—	4791	11·0	238·7
K. k. Militär-Intendanz, Prag	Miröschau-Leopoldinen-Schacht (commissionell entnommen)	Mittleres Carbon (Radnitzer Schichten)	5·9	3·3	—	—	—	6266	8·4	182·3
Leopold Grünhut in Prag	Miröschau-Coaks	Mittleres Carbon (Radnitzer Schichten)	0·2	12·0	—	Spur	Spur	6192	8·5	184·4

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: einem Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
Westböhmisch. Actien-Bergbau-verein	Pilsen ungewaschene Kohle	Mittleres Carbon (Radnitzer Schichten)	5·4	27·5	—	0·560	—	4362	12·0	260·4
	„ gewaschene Kohle		6·9	11·1	—	0·100	—	5456	9·6	208·3
	„ Coaks		0·1	17·1	—	Spur	—	6509	8·1	175·8
	„ Coaks		6·4	12·2	—	0·040	—	6068	8·7	188·8
G. Scheuba in Wien	„ Max-Schacht 1		5·3	5·8	60·0	—	—	5731	9·2	199·6
	„ „ 2		5·8	3·6	—	—	—	5938	8·1	175·8
	„ 1		5·1	1·5	—	—	—	6057	8·7	188·8
	„ 2		5·1	1·8	—	—	—	6125	8·6	186·6
	„ 3		5·0	1·1	—	—	—	6079	8·6	186 6
	„ 4		6·1	1·7	—	—	—	5677	9·2	199·6
K. k. Milit.-Verpfl.-Mag., Wien	Nürschan, Sct. Pankraz-Zeche		8·3	6·5	—	—	—	5702	9·2	199·6
Westböhmisch. Bergbau-Actien-Verein in Pilsen	Nürschan, Humboldtschacht		7·4	2·9	—	—	—	6000	8·7	188·7
Leopold Grünhut in Wien	„ Coaks		0·2	12·0	—	—	—	6192	8·5	184·4
Lititzer Steinkohlengewerksch. in Rokican	Littitz, Mariaschacht 1		1·9	3·7	62·8	0·020	Spur	6282	8·3	180·1
	„ „ 2		3·1	2·5	73·2	0·040	Spur	6508	8·0	173 6
Th. Hisse in Dresden	Eger	Oligocän (vorbasaltische Stufe)	46·8	7·2	—	—	—	1808	29 0	629·3
Egerer Kohlengewerksch. Eger	„		10·6	33·3	—	2·100	Spur	2938	17·8	386·5
K. k. Militär-Intendanz, Prag	Reichenau		9·5	8·1	—	—	—	4746	11·1	240·9
Société Carbonage de Bohêm.	Falkenau		18·1	9·0	—	—	—	5098	10·3	223·5
Kohlenindustrie-Ver. in Wien	Neusattl-Unionschacht		19·7	3·7	—	—	—	4407	11·9	258·2
	Neusattl		8·3	4·3	—	—	—	5000	10·5	227·9
K. k. Milit.-Verpfl.-Mag., Wien	Osseg	Neogen (nachbasaltische Stufe)	20·6	2·0	—	—	—	4650	11·3	245·2
Gebrüder Hanke	„ Giselaschacht		22·8	1·5	—	—	—	4474	11·7	253·9
Stift Osseg in Osseg	„ Sct. Emeranzeche		27·5	2·5	—	Spur	—	3616	14·5	314·7
	„ „		30·4	1·7	—	—	—	4158	12 6	273·4
M. Fürst Lobkowitz'sche Bergbau-Direction	Bilin, Rudiaischacht		29·7	2·9	—	0·200	—	3593	14·6	316·8

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: einem Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
Bergbau-Direction Brüx	Brüx, Juliusschacht II, Mittelkohle	Neogen (nachbasaltische Stufe)	21·7	1·6	—	—	—	4068	12·9	279·9
	„ Mittelkohle		23·1	1·3	—	—	—	4070	12·9	279·9
	„ Juliusschacht (commissionell entnommen)		18·6	3·3	—	—	—	4520	11·6	251·7
K. k. Militär-Intendanz, Prag	„		25·7	1·9	—	—	—	3483	14·5	314·7
Gewerkschaft Mariahilf in Brüx	„ 3. Horizont		13·1	9·9	—	—	—	3955	13·2	286·4
K. k. Milit.-Verflegs-Mag., Wien	„ Segengottesschacht		16·0	3·4	—	0·350	—	4881	10·7	232·3
Gesellschaft Segengottes in Brüx	„ Segengottesschacht, grubenfeucht		31·0	2·9	—	—	—	4203	12·5	271·3
K. k. Milit.-Verpfl.-Mag., Wien	„ Beustschacht		11·1	4·9	—	—	—	4400	11·9	258·2
K. k. Militär-Intendanz, Wien	„ „		16·6	3·2	—	—	—	3499	15·0	325·5
Berg-Direction der Anglobank	„ Obergeorgenthal		16·1	4·6	—	—	—	4926	10·6	230·0
	„ „		16·4	3·9	—	—	—	4972	10·5	227·9
	„ „		15·3	4·9	—	—	—	4928	10·6	230·0
	„ „		11·5	8·9	—	—	—	4520	11·6	251·7
	„ „		14·4	5·5	—	—	—	4100	12·7	275·6
	„ Glückaufschacht		31·5	2·6	—	—	—	3616	14·5	314·7
	„ „		35·0	2·7	—	—	—	3661	14·3	310·3
	„ Obergeorgenthal, Lyellschacht in Cernitz, Oberbank		29·1	8·9	—	—	—	3164	16·5	358·1
	Unterbank		31·6	6·4	—	—	—	3254	16·1	349·4
	„ Obergeorgenthal, Liebigschacht in Boden		20·3	4·0	—	—	—	3955	13·3	288·6
	„ Rudolfschacht in Boden Oberflötz		16·6	11·8	—	—	—	3960	13·3	288·6
	„ Unterflötz		19·1	8·4	—	—	—	3962	13·3	288·6

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: einem Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
Bergdirection der Anglobank	Brüx, Oberleutensdorf	Neogen (nachbasaltische Stufe)	7·6	6·7	—	—	—	5275	9·9	214·8
	„ „		8·6	6·9	—	—	—	5280	9·9	214·8
	„ Georgenschacht		24·1	2·7	—	—	—	3706	14·2	308·1
K. k. Militär-Intendanz, Prag	Dux, Gruben der Dux-Bodenbacher Bahn; Christianaschacht (commis. entnom.)		31·2	2·0	—	—	—	3842	13·6	295·1
	„ Johannschacht (c. entn.)		21·1	2·0	—	—	—	4068	12·9	279·9
	„ Francischacht (c. entn.)		32·6	1·9	—	—	—	3616	14·5	314·7
Direction d. Kohlenwerkes Union	„		12·9	3·5	—	0·960	0·210	4660	11·3	245·3
K. k. Militär-Intendanz, Prag	„ Franz Xaverschacht		28·8	2·5	—	—	—	3499	15·0	325·5
Gewerkschaft „Fortschritt“	„ sogenannte Glanzkohle		16·1	1·5	—	—	—	4700	11·1	240·9
	„ Durchschnittsprobe		10·1	3·0	—	—	—	4800	10·9	236·5
Gräfl. Westphalische Berg-Direction	Wiklitz bei Karbitz		20·3	1·7	—	—	—	4294	12·2	265·0
	„ „ „		11·6	15·2	—	—	—	4068	12·9	279·9
Dir. d. Probstauer Paulinegrube	Probstau bei Teplitz		20·9	4·4	—	—	—	4452	11·7	253·9
Götschl und Teichl in Teplitz	Schalan bei Teplitz		34·4	3·7	—	0·510	—	3808	13·8	299·5
	„ „ „ Coaksartiges Product derselben Kohle		5·0	11·5	—	—	—	5989	8·7	188·8
K. k. Militär-Intendanz, Prag	Komotau, Karlszeche		32·7	3·9	—	—	—	3616	14·5	314·7
K. k. Militär-Stations-Commando	„ „ (com. entn.)		23·6	11·3	—	—	—	3600	14·6	316·8
Kohlen-Industr.-Verein in Wien	Zieditz		14·9	8·6	—	—	—	4407	11·9	258·2
	„ Hangendflötz		27·0	7·2	—	—	—	3800	13·8	299·5
	„ Liegendflötz		26·6	4·9	—	—	—	4859	10·8	234·4
K. k. Militär-Intendanz, Prag	Mariaschein		16·8	6·8	—	—	—	4294	12·2	265·0
	Prödlitz		11·8	19·6	—	—	—	3390	15·5	336·4
Kohlen-Industrie-Verein	Schwatz		24·6	3·4	—	—	—	4012	13·1	284·3

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: einem Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
	Mähren und Schlesien.									
F. Handwerk in Bras	Bärn bei Domstadtl	unt. Culm (Dachschiefer)	2·3	2·3	—	—	—	7232	7·3	158·4
Gräfl. Wilczek'sche Bergverwalt.	Polnisch-Ostrau 1	ob. Culm (Ostrauer Schichten)	1·6	3·5	—	—	—	6305	8·3	180·1
	Polnisch-Ostrau 2		1·5	3·3	—	—	—	6237	8·4	182·3
Graf Eugen Larisch'sche Berg-Direction	Peterswald 3. Horizont, Kunigundeflötz		3·2	11·0	62·8	2·000	—	5695	9·2	199·6
	4. Horizont, Henrietteflötz		3·3	3·0	63·2	0·100	—	5491	9·5	206·2
	4. „ Kunigundeflötz		2·2	9·2	61·0	1·800	—	6079	8·6	186·6
	5. „ Junoflötz		3·1	1·5	62·8	Spur	—	5627	9·3	201·8
	4. „ Mariankaflötz		3·4	3·7	67·0	„	—	5853	8·9	193·1
K. k. Militär-Intendanz, Brünn	Poremba, Sofienzeche		2·8	3·9	—	—	—	5921	8·8	191·0
Gräfl. Larisch-Mönich'sche Berg-Direction in Karwin	Dombrau, Coakskohle	unt. Carbon	2·1	13·7	65·6	2·810	0·123	5560	9·4	204·0
	Karwin I. Kohle d. gewöhnl. Aufbereitung unterzogen		0·8	5·9	70·0	0·800	—	6011	8·7	188·8
	Coaks hievon		0·4	7·7	—	0·200	—	6780	7·7	167·1
	„ II. Kohle mit 10%iger Salzsäure gewaschen		0·7	3·2	64·8	0·400	—	6328	8·2	177·9
	Coaks hievon		0·3	7·2	—	Spur	—	6102	8·6	186·6
	„ III. Kohle mit 1%iger Salzsäure gewaschen		0·7	4·6	64·7	0·400	—	6000	8·7	188·8
	Coaks hievon		0·3	5·7	—	Spur	—	6500	8·0	173·6
	„ IV. 11. Flötz, gewöhnliche Aufbereitung		0·5	18·8	65·6	2·200	—	5085	10·3	223·5
	Coaks hievon		0·5	22·4	—	0·900	—	5650	9·2	199·6

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: einem Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
Gräfl. Larisch-Mönich'sche Berg-Direction in Karwin	Karwin V. Kohle vom 11. Flötz mit 1%iger Salzsäure gewaschen	unt. Carbon	0·5	7·8	70·1	1·000	—	5980	8·7	188·8
	Coaks hievon		0·2	18·8	—	0·700	—	6010	8·6	186·6
	"		2·1	4·5	—	0·300	0·200	5876	8·9	193·1
	" Oberbank		—	2·2	—	0·034	Spur	6431	8·2	177·9
	" Mittelbank		—	1·6	—	0·304	"	6559	8·0	173·6
	" Unterbank		—	4·0	—	0·094	"	6217	8·4	182·3
	" 16. Flötz		2·0	3·3	—	0·343	0·029	6351	8·0	173·6
	"		1·0	15·1	—	0·050	—	5469	9·6	208·3
	"		1·6	9·0	—	0·700	—	5717	9·1	197·5
	" Coaks		1·9	22·7	—	0·040	—	5401	9·7	210·5
	" "		0·9	11·8	—	0·650	—	6237	8·4	182·3
	"		2·1	2·2	62·0	—	—	6158	8·5	184·4
	"		2·0	2·0	64·0	—	—	6361	8·2	177·9
	"		2·0	6·9	—	1·100	—	5976	8·7	188·8
	"		1·4	1·5	—	0·350	—	6734	7·7	167·1
	"		1·0	2·0	—	0·150	—	7232	7·2	156·2
	" 18. Flötz		2·5	11·0	70·0	0·020	—	5582	9·4	204·0
	davon Coaks		0·5	17·8	—	Spur	—	6237	8·4	182·3
	" 19. Flötz		2·5	18·7	66·8	0·030	—	4836	10·8	234·4
	davon Coaks		0·4	27·7	—	Spur	—	4972	10·5	227·9
	" 17. Flötz		1·6	10·0	70·7	0·410	—	6011	8·7	188·8
	davon Coaks		0·5	13·6	—	0·140	—	6622	7·9	171·4
	"		1·7	5·3	65·4	2·330	Spur	6102	8·6	186·6
	davon Coaks		1·4	7·9	—	0·830	"	6803	7.7	167·1
	"		0·2	7·9	—	Spur	"	5966	8·7	188·8
	davon Coaks		1·1	23·1	—	"	"	5604	9·3	201·8

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: einem Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
Gräfl. Larisch-Mönich'sche Berg-Direction in Karwin	Karwin: 7. Flötz	unt. Carbon	2·0	14·0	69·6	3·970	0·270	5582	9·4	204·0
	„ 8. Flötz		2·3	11·7	62·8	2·880	Spur	5650	9·3	201·8
Erzherz. Albrecht'sche Cameral-Direction in Teschen	„ Romanflötz		1·6	2·6	—	—	—	6734	7·8	169·3
	„ Karlflötz		1·8	3·5	—	—	—	6780	7·7	167·1
	„ Wilhelmflötz		1·4	1·6	—	—	—	6689	7·8	169·3
	„ Ludwigflötz		1·2	1·9	—	—	—	6825	7·7	167·1
K. k. Militär-Intendanz, Brünn	„ Johannschacht (com. entnommen)		1·3	2·9	—	—	—	6893	7·6	164·9
Central-Direction der Bergbau-Gesellschaft „Segengottes" in Rossitz	Rossitz, Durchschnittsprobe der „Heizkohle" vom I. oder Hauptflötz u. d. Segengottes - Gegendrummgrube	ob. Carbon	0·1	4·7	—	0·800	—	6780	7·7	167·1
	„ Heizkohle vom II. Flötz der Segengottesgrube		0 2	4·9	—	0·600	—	6712	7·8	169·3
	„ 1. Briquettes aus der Kleinkohle der Segengottesgrube		0·2	7·0	—	0·800	—	6890	7·6	164·9
	2.		0·7	15·1	—	2·300	—	6780	7·7	167·1
K. k. Militär-Intendanz, Brünn	Sörgsdorf bei Jauernig	unt. Mediterranst.	19 0	3·7	—	—	—	3548	14·8	321·2
A. von Caló in Wien	Porstendorf bei M.-Trübau	?	8·6	27·6	—	—	—	3435	15·2	329·8
	Steiermark.									
Trifailer Kohlengewerkschaft in Wien	Trifail	Sotzkaschichten	18·7	4·0	—	—	—	5007	10·5	227·5
	„		20·6	3·5	—	—	—	3957	13·2	286·4
	„ Hangendflötz		18 5	6·8	—	—	—	3977	13·2	286·4

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: einem Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
H. Lieger in Wien	Trifail 1	Sotzkaschichten	11·2	3·3	—	—	—	5120	10·3	223·5
	„ 2		11·4	3·1	—	—	—	5003	10·5	227·5
K. k. Milit.-Intend., Pressburg	Hrastnigg		18·2	3·8	—	—	—	4075	12·9	279·9
S. Krandl, Bruck a. d. Mur	Görriach		22·0	12·0	—	—	—	3840	13·7	297·3
C. v. Szekrényessy in Wien	Osterwitz, Hangendflötz . . .		15·5	1·2	—	—	—	5277	10·0	217·0
	Liegendflötz . . .		15·5	2·5	—	—	—	5175	10·1	219·2
	Buchberg		15·6	3·7	—	—	—	3978	13·2	286·4
K. k. Militärst.-Com., Eisenstadt	Wies		17·6	11·4	—	—	—	3500	15·0	325·5
	„		19·2	9·7	—	—	—	3842	13·7	297·3
Südsteirische Steinkohlen-Bergbau-Gesellschaft in Hohenegg	Stranitzen bei Weitenstein . .		1·5	6·8	—	—	—	5966	8·7	188·8
Steirische Eisenindustrie-Gesellschaft in Wien	Fohnsdorf, Durchschnittsprobe von der Stück-, Mittel-, Nuss- und Grieskohle	ob. Mediterranst.	11·0	2·8	—	0·410	—	5063	10·4	225·7
	Fohnsdorf		10·1	1·1	—	—	—	5288	9·9	214·9
Heim und Wilson in Wien	Lankowitz		13·6	1·6	—	—	—	3875	13·5	293·0
R. v. Friedau in Wien	Münzenberg bei Leoben . . .		9·1	2·8	—	—	—	4972	10·5	227·9
	Freienstein		10·0	2.3	—	—	—	4904	10·7	232·2
Karl Sigmund v. Illanor in Kraj	Klutscharovec	Congerienschichten	20·2	11·4	—	—	—	3842	13·6	295·1
	Kärnten.									
P. Hartnigg in Klagenfurt	Sct. Stefan im Lavantthal: „ 1. Abbau, östl. Stollenhorizont . . .	ob. Mediterranst.	20·0	5·8	—	—	—	4520	11·6	251·7
	„ 2. Abbau, östl. Stollenhorizont . . .		24·3	7·8	—	—	—	4407	11·9	258·2

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: eines Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
P. Hartnigg in Klagenfurt	St. Stefan 3. Tiefbau östl. Strecke	ob. Mediterranst.	18·3	2·0	—	—	—	5152	10·2	221·3
P. Hartnigg in Klagenfurt	„ 4. „ „ „	ob. Mediterranst.	22·3	2·3	—	—	—	4540	11·6	251·7
P. Hartnigg in Klagenfurt	„ 5. „ „ „	ob. Mediterranst.	19·4	6·2	—	—	—	4541	11·6	251·7
Baron Herbert	Lavantthal	ob. Mediterranst.	14·3	6·6	—	—	—	3865	13·6	295·1
Graf Henkl	„ Hangendflötz	ob. Mediterranst.	12·0	3·6	—	—	—	4303	12·2	265·0
Graf Henkl	„ Mittelflötz	ob. Mediterranst.	12·0	2·1	—	—	—	4396	11·9	258·2
Graf Henkl	„ Liegendflötz	ob. Mediterranst.	12·1	4·7	—	—	—	4100	12·8	277·8
	Tirol und Vorarlberg.									
K. k. Milit.-Intend., Innsbruck	Häring	Eocän, Häringersch.	5·3	8·8	—	—	—	3364	15·6	338·5
K. k Mil.-Verpflegsmag. „	Wirtachtobelschacht b. Bregenz	unt. Neogen	10·8	11·1	—	—	—	4000	13·1	284·2
	Krain, Triest und Istrien.									
Bergverwalt. d. Wolfsegg-Traunthaler Bergbauges. in Albona	Albona, Josefischacht, I. Flötz	Cosinaschichten	0·4	6·3	—	—	—	5717	9·0	195·3
Bergverwalt. d. Wolfsegg-Traunthaler Bergbauges. in Albona	II. „	Cosinaschichten	0·5	8·3	—	—	—	5424	9·6	208·3
Adriat. Steinkohlengewerksch.	Carpano	Cosinaschichten	2·1	16·3	—	—	—	5288	9·9	214·8
K. k. Milit.-Verpflegsmag., Wien	„	Cosinaschichten	1·7	9·4	—	—	—	5151	10·2	221·3
F. Trägner in Dreihunken bei Teplitz	Lipizza	Cosinaschichten	0·5	9·7	65·4	—	—	5913	8·8	191·0
P. Hartnigg in Klagenfurt	Sessana, Harzkohle zwischen Zerie und Storie	Cosinaschichten	0·3	11·4	—	—	—	5555	9·5	206·2
P. Hartnigg in Klagenfurt	Divacca	Cosinaschichten	0·8	4·9	60·0	—	—	6181	8·5	184·4
Dr. A. Hoffer in Graz	Möttnig, Adelegrubenfeld	Sotzkaschichten	14·9	10·3	—	—	—	4203	12·4	269·1
Dr. E. M. Freih. v. Morpurgo	Insel Pago bei Triest	ob. Mediterranst.	20·4	2·4	—	—	—	4520	11·6	251·7

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: eines Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
	Dalmatien.									
K. k. Betriebs-Direction der dalmatinischen Staatseisenbahn in Spalato	Von verschied. dalmat. Schürfen 1	Ober-Eocän . .	14·1	8·1	—	2·080	—	4151	12·6	273·4
	„ „ „ „ 2		14·1	12·0	—	6·740	—	4068	12·9	279·9
	„ „ „ „ 3		14·0	8·4	—	4·090	—	4425	11·8	256·1
	„ „ „ „ 4		16·5	11·6	—	1·440	—	3909	13·4	289·8
	„ „ „ „ 5		13·4	5·3	—	0·820	—	4700	11·1	240·9
	„ „ „ „ 6		8·5	2·8	—	0·810	—	5243	10·0	217·0
	„ „ „ „ 7		10·6	5·7	—	0·560	—	4294	12·2	265·0
Trifailer Kohlengewerkschaft .	Sebenico		16·1	6·8	—	—	—	3706	14·1	306·0
	Galizien.									
Verwaltung d. Götz'schen Steinkohlen-Gewerksch. Libiąz .	Libiaz bei Chrzanow . . . 1	unt. Carbon . .	17·7	9·3	—	—	—	4746	11·0	238·7
	„ „ „ . . . 2		15·6	17·3	—	—	—	4068	12·9	279·9
	„ „ „ . . . 3		17·4	5·1	—	—	—	4972	10·5	227·9
	„ „ „ . . . 4		12·5	5·3	—	—	—	4881	10·7	232·2
Cieponovsky in Zolkiev . . .	Glinsko b. Zolkiev, Berthastollen	ob. Mediterranst. .	20·2	10·4	—	—	—	3842	13·6	295·1
J. Wehrle, O.-B.-Comm. in Wien	Neu-Sandec	?	22·2	12·3	—	—	—	3501	15·0	325·5
	Ungarn.									
K. k. Milit.-Intend., Temesvár	Steierdorf (commis. entnommen)	Lias								
	„ Hauptflötz		—	1·2	—	—	—	6590	8·0	173·6
	„ Hangendflötz . . .		—	3·0	—	—	—	6624	7·9	171·4
	„ Liegendflötz . . 1		—	3·1	—	—	—	6590	8·0	173·6
	„ „ . . 2		—	8·7	—	—	—	6268	8·4	182·3
Kohlen-Industrie-Verein in Wien	Ayka	Gosauschichten .	21·2	7·5	—	2·580	—	3978	13·2	286·4

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: eines Kubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
Dir. d. Ersten ung.-gal. Eisenb-Ges. in Wien	Orló in Schmitzen im Karpathensandstein	Karpathensandstein	12·8	4·4	—	—	—	4892	10·7	232·5
K. k. Militär-Intendanz, Pest	Kis-Terenne		15·6	7·2	—	—	—	4068	12·9	279·9
Bergbau-Actien-Gesellschaft	„ 1		18·8	12·1	—	—	—	3683	14·2	308·1
	„ 2		10·0	12·6	—	—	—	4452	11·7	253·9
	„ 3		10·6	12·7	—	—	—	4294	12·2	265·0
	„ Barbaraschacht		14·9	13·9	—	—	—	3842	13·6	295·1
	„ Abrahamschacht		16·6	8·5	—	—	—	4068	12·9	277·9
	„		21·2	6·2	—	—	—	3800	13·8	299·5
	„		19·9	4·0	—	—	—	4294	12·2	265·0
	„ Ravaslyuker Gesenk		22·3	8·2	—	—	—	4001	13·1	284·3
K. k. Militär-Intendanz, Pest	Salgo Tarjan	unt. Mediterranst.	9·4	14·2	—	—	—	4070	12·9	279·9
	„ „ (comiss. entnommen)		9·1	9·7	—	—	—	4746	11·0	238·7
Direction der Eisenraffinerie	„ „		13·2	5·2	—	—	—	4746	11·0	238·7
A. von Caló	Lekeny		26·0	12·5	—	—	—	3819	13·7	297·3
C.-D. d. Nemtier Kohlengewrksch.	Nemti, Paulschacht (com. entn.)		21·3	6·1	—	—	—	3745	14·0	303·8
A. J. Eder in Pest	Vecséklö		10·1	14·1	—	—	—	4294	12·2	265·0
F. Dafert in Wien	Batony 1		4·9	2·2	—	—	—	6266	8·4	182·3
	„ 2		5·1	20·5	—	—	—	4676	11·2	243·0
	„ 3		6·5	38·7	—	—	—	3266	16·1	349·4
Siegendorfer Zuckerfabrik	Neufeld. Vom Tagbau	Congerienschichten	23·5	18·5	—	—	—	2847	19·0	412·3
	„ 3 Monate am Tage abgelagert		22·5	17·2	—	—	—	2840	19·0	412·3
	„ 5—6 Monate am Tage abgelagert		23·0	8·5	—	—	—	3616	14·5	314·7
A. v. Makay	Grosswardein		10·9	14·5	—	—	—	3715	14·1	306·0
Nadráger Eisenind.-Gesellsch.	Nadrág 1		14·3	13·8	—	—	—	4125	12·7	275·6
	„ 2		19·5	13·3	—	—	—	4005	13·1	284·3
	„ 3		11·2	8·6	—	—	—	4631	11·3	245·9
	„ 4		12·5	9·3	—	—	—	4298	12·2	265·0
	„ 5		12·6	16·3	—	—	—	4000	13·1	284·3

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: eines Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
Leopold Klein in Arad	Arad	Congerienschichten	24·5	4·8	—	—	—	3841	13·7	297·3
Fürst M. Eszterházy	Lockenhaus bei Güns	Congerienschichten	18·5	12·6	—	—	—	4068	12·9	279·9
A. Cerni in Huszt	Lipcse bei Huszt (Marmaros)	Congerienschichten	14·9	12·0	—	—	—	4095	12·8	277·8
	Siebenbürgen.									
Zell und Artzt in Kronstadt	Wolkendorf, Concordiagrube 1	Lias	11·0	8·7	—	—	—	4791	10·9	236·5
Zell und Artzt in Kronstadt	„ „ 2	Lias	13·2	2·2	—	—	—	5435	9·7	210·5
Erdövidéker Bergbauverein	Köpecz	Congerienschichten	14·8	10·4	—	—	—	3932	13·3	288·6
	Croatien etc.									
Gebr. Guttmann in Wien	Drenkova 1	Lias	1·6	22·9	69·6	—	—	4972	10·5	227·9
Gebr. Guttmann in Wien	„ 2	Lias	3·9	21·6	0	—	—	4980	10·5	227·9
Gebr. Guttmann in Wien	„ 3	Lias	2·1	15·4	82·2	—	—	5876	8·9	193·1
G. Berberin in Sissek	Kraljevčani bei Glina	Sotzkaschichten	14·1	14·5	—	—	—	3209	16·3	353·7
Fr. Kertschka in Wien	Glogowetz bei Warasdin	Sotzkaschichten	15·2	10·3	—	—	—	3796	13·8	299·5
Baron Schlosser in Temesvár	Szöreny (Karanszebes Mehadia)	Sotzkaschichten	14·3	6·1	—	—	—	4328	12·4	269·1
F. von Messedik	Ljubešica	unt. Mediterranst.	20·5	8·9	—	—	—	4085	12·9	279·9
Steirisch-Croatische Glanzkohlen-Gewerkschaft	Sokolovac . . . Hangendflötz	Congerienschichten	29·1	9·1	—	—	—	3118	16·8	364·6
Steirisch-Croatische Glanzkohlen-Gewerkschaft	„ . . . Mittelflötz	Congerienschichten	28·1	9·6	—	—	—	3186	16·4	356·0
Steirisch-Croatische Glanzkohlen-Gewerkschaft	„ . . . Liegendflötz	Congerienschichten	29·4	8·5	—	—	—	3299	15·9	345·1
Steirisch-Croatische Glanzkohlen-Gewerkschaft	Lepavina 1	Congerienschichten	24·0	8·9	—	—	—	3457	15·1	327·7
Steirisch-Croatische Glanzkohlen-Gewerkschaft	„ 2	Congerienschichten	26·7	7·3	—	—	—	3164	16·5	358·1
	Bosnien und Herzegowina.									
K. k. Reichs-Kriegsministerium	Dolnj Tuzla	Miocän	20·1	4·8	—	—	—	3774	13·9	301·6
K. k. Miliär-Intend., Serajewo	„ „ Kreka	Miocän	18·4	1·1	—	—	—	4466	11·7	253·9

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: eines Kubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
Bergbau-Gesellsch. „Bosnia“	Dolnj Tuzla	Miocän	22·4	7·5	—	—	—	3293	15·9	345·0
K. k. Militär-Intendanz, Wien	Zenica		11·0	13·3	—	—	—	4000	13·0	282·0
Direction der k. k. Bosnabahn	„		12 6	22·0	—	—	—	4068	12·9	279·9
Kohlenindustrie-Verein in Wien	„ Frisch Glückschurfstollen Liegendflötz		15·9	6·3	—	2·100	—	4384	11·9	258·2
K. k. Stations-Comm. in Zwornik	Rakitno		11·6	12·4	—	—	—	4070	12·9	279·9
	Gracanica 1		7·7	1·7	—	—	—	5198	10·0	217·0
	„ 2		10·9	7·1	—	—	—	4429	11·8	256·1
	„ 3		11·5	13·5	—	—	—	4440	11·7	253·9
	Pašinskawoda 1		8·0	8·1	—	—	—	4972	10·5	227·9
	„ 2		7·6	8·1	—	—	—	5000	10·4	225·7
	„ 3		10.5	21·8	—	—	—	4068	12·9	279·9
	Budany		8·3	9·6	—	—	—	4960	10·5	227·9
	Dzemat		12·2	1·3	—	—	—	5200	10·0	217·0
K. k. Militär-Intendanz, Wien	Konica		18·5	15·6	—	—	—	3390	15·5	336·4
K. k. Artill.-Zeugsdepot, Komorn	Szarka		12·2	20·5	—	—	—	3383	15·5	336·4
K. S. v. Illanor in Kraj	Banjaluka First		26·2	7·6	—	—	—	3795	13·8	299·5
	„ Mittel		22·7	7·2	—	—	—	3840	13·7	297·3
	„ Sohle		25·1	9·2	—	—	—	3588	14·8	321·2
K. k. Feldeisenbahn-Bauleitung in Banjaluka	Prijedor		13·3	11·8	—	0·210	Spur	3838	13·7	297·3
K. k. Militär-Intendanz, Wien	Mostar 1		21·9	11·1	—	—	—	3616	14·5	314·7
	„ 2		16·0	11·3	—	—	—	3842	13·6	295·1
Dr. F. Babitsch in Wien	Stolač		19·5	8·6	—	—	—	3258	16·1	349·4

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Schwefel in %	Phosphor in %	Calorien	Aequivalent: einer 20" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: eines Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
	Ausland.									
	Deutschland.									
Verwaltung der Zufluchtsgrube bei Laurahütte	Gute Zufluchtgrube . . . 1	ob. Culm (Ostrauer Schichten)	5·6	4·7	—	—	—	6260	8·4	182·3
	„ „ . . . 2		5·9	2·8	—	—	—	6418	8·2	177·9
	„ „ . . . 3		5·7	2·7	—	—	—	6780	7·7	167·1
	„ „ . . . 4		4·9	3·0	—	—	—	6769	7·7	167·1
K. k. Dragonerregim. 9, Tarnopol	Königsgrube bei Königshütte .		3·7	2·6	—	—	—	6237	8·4	182·3
G. Scheuba in Wien	Königinlouise Grube		2·3	1·7	66·4	—	—	6120	8·6	186·6
	Waterloogrube		4·9	8·5	—	—	—	6509	8·1	175·8
Direction der Landesirrenanstalt in Ybbs	Luisen Glücksgrube . . . 1		5·5	2·3	—	—	—	5570	9·4	204·0
	„ „ . . . 2		4·4	1·2	—	—	—	5600	9·4	204·0
	„ „ . . . 3		5·7	17·9	—	—	—	4520	11·6	251·7
	„ „ . . . 4		6·1	7·7	—	—	—	5288	9·9	214·8
K. k. Militärverpflegs-Filialmagazin, Bruck a. d. Leitha . .	Grube „Glück auf" in Preussisch-Schlesien	unt. Carbon . .	12·4	8·2	—	—	—	4859	10·8	234·4
	Russland.									
E. Konascevsky	Grodziec, Grubenfeld Johann .	?	2·9	24·3	—	—	—	4100	12·8	277·8
Gewerkschaft Britannia in Mariaschein	Tschulkovo bei Skopin, Gouvernement Rjesan		8·3	12·7	—	—	—	4678	11·2	243·0
	Spanien.									
A. v. Caló	Provinz Leonia, anthracitische Kohle . . .	ob. Carbon . . .	2·4	2·4	—	—	—	7142	7·4	160·6
	„ „ Pola gordon .		2·2	8·5	—	—	—	7706	6·8	147·6

Einsender	Localität	Formation	Wassergehalt in %	Aschengehalt in %	Gibt Coaks in %	Phosphor in %	Schwefel in %	Calorien	Aequivalent: einer 30" Klft. Fichtenholz sind Wr. Centner	Aequivalent: eines Cubikm. Fichtenholz à 282 Kgr. sind Kilogr.
	Serbien.									
V. John in Wien	Zidilje	?	10·5	3·6	—	—	—	4135	12·6	273·4
	Persien.									
Dr. Titze	Hif	Lias	9·4	1·3	76·0	—	—	7198	7·3	158·4
	Briquettes.									
S. Fichna in Wien	Königsberg in Böhmen (angeblich ohne Bindemittel erzeugt)	basaltische Stufe	25·0	9·3	—	—	—	4396	11·9	258·2
Donau-Dampfschiffahrts-Ges.	Fünfkirchen	Lias	1·2	15·0	—	—	—	5800	9·1	197·5
	Schiefer.									
J. A. Kosel	Schwadowitz	unt. Carbon	1·8	45·2	—	—	—	2938	—	—
Rossitzer Bergbau-Gesellschaft	Rossitz (Brandschiefer)	ob. Carbon	1·1	52·7	—	—	—	—	—	—
Sieg. Pichl	Rothkosteletz	?	1·0	72·0	—	—	—	—	—	—
			0·0	79·9	—	—	—	—	—	—
			2·9	77·6	—	—	—	—	—	—
			1·5	61·0	—	—	—	—	—	—
			3·7	57·0	—	—	—	—	—	—
Donau-Dampfschiffahrts-Ges.	Fünfkirchen	Lias	1·8	37·4	—	—	—	4068	—	—

II. Elementar-Analysen.

Einsender	Localität	Formation	H_2O %	Asche %	C %	H %	N %	O %	S %	P %	gerechnete Calorien	Calorien nach Berthier	Analytiker
Lindheim u. Comp. in Wien	Mantau. Kohle im natürl. Zust.	mittl. Carbon.	2.40	1·85	79·18	5·54	0·81	9·99	0·23	Spur	7853	6316	v. John
	auf wasserfreie Substanz bezogen		0·0	1·90	81·11	5·67	0·84	10·24	0·24	—	—	—	”
	auf die rein organische Substanz bezogen		0·0	0·0	82·75	5·78	0·85	10·62	—	—	—	—	”
	Asche		—	—	—	—	—	—	0·051	—	=	—	”
Buštěhrad-Kladnoer Vorschuss-Verein in Prag	Durchschnittsprobe sämmtlicher im Betriebe stehender Schächte des Buštěhrad-Kladnoer Beckens. Lufttrockene Kohle	” ”	11·10	4·00	70·76	4·63	9·51		—	—	6811	5706	”
	bei 100° C. getrocknet		—	—	—	—	—	—	—	—	—	6218	”
K. k. Militär-Intendanz, Prag	Durchschnittsprobe des Kladno-Buštěrader Beckens, commissionell entnommen	” ”	4·20	2·40	77·05	4·76	11·59		—	—	7304	6825	v. Foullon
Mirösch. Steink.-Gewerksch.	Miröschau	” ”	4.30	7·76	71·63	4·22	12·09		—	—	6661	6011	”
Duxer Kohlen-Gewerksch. Fortschritt	Dux, berechnet auf wasser- und aschenfreie Substanz 1. Glanzkohle	Neogen (nachbasaltisch)	—	—	68·62	5·21	26·17		—	—	—	—	v. Hauer
	2. Durchschnittsprobe		—	—	68·00	5·22	26·78		—	—	—	—	”
Bergverwaltung der Victoriazeche b. Dux	Dux, Victoriazeche, lufttrocken	Neogen (nachbasaltisch)	13·18	1·05	57·88	4·53	23·36		—	—	5057	5052	v. John
	” ” bei 100° C. getrocknet		—	1·05	66·78	5·23	26·94		—	—	—	—	”
J. Schmidt in Wohontsch	Wohontsch, lufttrocken Nr. 1	”	18·90	3·30	48·80	4·40	24·60		—	—	—	—	”
	” ” ” 2	”	18·10	2·56	49·34	4·18	25·82		—	—	—	—	”
	” ” ” 3	”	24·60	2·00	46·91	4·25	22·24		—	—	—	—	”
	” b. 100° C. getr. Nr. 1	”	—	4·07	60·17	5·42	30·34		—	—	—	—	”
	” ” ” ” ” ” 2	”	—	3·12	60·24	5·10	31·54		—	—	—	—	”
	” ” ” ” ” ” 3	”	—	2·65	62·22	5·64	29·49		—	—	—	—	”
E. Konascevsky	Grodziec, Grubenfeld Johann	?	—										”
	Bei 100° C. getrocknet		—	24·31	57·36	5·12	13·21		—	—	—	—	”
	Auf die rein organische Substanz bezogen		.	—	75·79	6·76	17·45		—	—	—	—	”

III. Aschen-Analyse der Kohlen und Coakse der Graf Larisch'schen Werke in Karwin, (von John).

	Kohlenasche	Coaksasche
SiO_2	35·68	36·58
Fe_2O_3	35·20	35·15
Al_2O_3	14·77	14·32
CaO	8·54	4·53
MgO	4·08	8.38
S, CO_2 und Verlust	1·73	1'04
	100·00	100·00

IV. Graphite.

Einsender	Localität und Bezeichnung	Kohlenstoff %	Asche %
J. Neveklovsky in Budweis	Umgegend von Budweis	47·9	52·1
A. v. Calò in Wien	Bodelsdorf in Mähren	13·9	86·1
Krumauer Graphitwerke	Krumau-Raffinad-Graphit*)	60·8	39·2
	„ Theresienzeche III. Lauf	62·2	37·8
	„ Erzeugung 1879	53 6	46·4
	„ Marke G. K.	54·2	45·8
Dr. Jacobovics in Wien	Luen in Mähren	51·0	49·0
A. Genthe in Krems	Lichtenau, Nied.-Oesterr., Rohgraphit 1	63·8	36·2
	„ „ „ „ 2	59·2	40·8
	„ „ „ „ 3	56.8	43·2
	„ „ „ „ 4	63·4	36·6
	„ Rohgraphit vom Barbaralager	76·6	23·4
	„ „ „ Annalager	53·2	46·8
Gewerksch. „Rudolfsthal" in Wien	Voitsau, Fördergraphit	53·8	46·2
	„ Raffinade	37·4	62·6
	Mautern in Steiermark, Graphit W.	86·6	13·4
	„ „ „ „ H.	77·0	33·0
	„ „ „ „ III N.	47·4	52·6
	„ „ „ „ IV N.	43·0	57·0
A. Finze in Knittelfeld	Leims bei Kammern, Steiermark	77·6	22·4
M. Krompasky in Wien	St. Lorenzen in Steiermark**) 1	48·3	51·7
	„ „ „ „ 2	55·4	44·6

*) Die Asche des Graphites enthält 0·77% Eisen oder Eisen im Graphit 0·3%.
**) Die Asche besteht fast nur aus Quarz.



V. Erze.

A. Silberhältige Erze.

Einsender	Localität	Au %	Ag %	Pb %	Anmerkung	Analytiker
F. Trügner in Dreihunken	Silbererz v. Persnitz . . .	—	3·100	11·92		v. John
D. Rosner . .	Paks (Sand) . .	Spur	0·005	—		"
J. Polanachi in Triest . . .	Anatolien, Bleiglanz	—	0·036	—		"
Baron Andrian in Wien . .	Bosnien, Bleiglnz.	—	0·050	—		"
A. Seifert in Mies	Mies, "	—	0·018	84·89	unlösl. Rückstand (Gangart) 1·76%	"
Dr. A. Egger R. v. Möllwald .	Villach, "	—	0·020	35·20	unlösl. Rückstand (Gangart) 59·36%	"
Josef Wank in Wien . . .	Velka, " 1	—	0·065	—		"
	" " 2	—	0·070	—		"
J. M. Meidinger	Karlsburg, Siebenbürg., Cerrusit	—	Spur	13·93		"
	Karlsburg, Bleiglanz	—	0·022	—		"
K. Benigny . .	Szepes Remete, Zinkblende . .	Spur	0·005	0·23	Cu = 0·42%	"
Tóth und Auner	Jolsva, Schwefelkies	—	Spur	—		"

B. Als kupferhältig eingesendete Erze.

Einsender	Localität	Unlösl. Rückst. %	Cu %	S %	Anmerkung	Analytiker
E. Peuschinger in Graslitz .	Graslitz, Kupferk. Reichersegen Gabrielenstollen .	—	4·96	7·13		v. John
	Reichersegen, Danielstollen . .	—	5·07	8·12		"
	Adlerlager, Adamistollen . .	—	4·79	6·86		"
J. Schulz in Schatzlar . .	Hermannseifen 1	—	3·98	—	Spur Ag	"
	" 2	—	5·01	—	" "	"
	" 3	—	5·23	—	" "	"
C. D. des Grafen Larisch-Mönnich . . .	Umgebung von Karwin: Schwefelkiese 1	33·85	0	—		"
	" 2	60·05	0·82	—	Spur Ni u. Co	"
	" 3	32·85	0	—		"
	" 4	47·50	0	—		"
	" 5	66·58	Spur	—		"
	" 6	50·00	0	—		"
	" 7	32·70	1·34	—	Spur Ni u. Co	"
	" 8	0·85	0	—		"
	" 9	35·90	3·20	—	1·57% Ni, Spur Co	"
	" 10	11·25	10·77	—	Spur Co u. Ni	"
C. G. Benigny .	Szepes Remete, Kupferk.	—	1·23	—		"
Georg Heath .	Maidanpek, Rohkupfer . 1	—	92·60	—	6·02% Fe	"
	" . 2	—	93·76	—	5·33 " "	"
	" . 3	—	91·61	—	7·19 " "	"

C. Eisenerze.

a) Roth- und Brauneisensteine.

Einsender	Localität	Unlöslicher Rückst. %	Fe_2O_3 %	Al_2O_3 %	Mn_2O_3 %	CaO %	MgO %	S %	P %	H_2O %	Anmerkung	Analytiker
J. Hartnigg in Klagenfurt	Moschitzkogel	16·62	56·34	Spur	4·40	Spur	Spur	2·18	0	20·46	H_2O u. CO_2	v. John
	Kulmitzen	15·70	69·30	—	5·43	„	„	1·33	0	8·24		„
	Aus d. Hölle bei Friesach	13·40	72·20	2·20	2·40	„	„	Spur	0	9·80		„
F. Kaltner in Karan Szebes	Jeschelnitzathal. . . .	52·28	20·81	2·98	1·25	1·65	„	0	0	0·45	1·30 CO_2, 19·45 $Mn\ O_2$	„
Franz Wagner in Veitsch .	Veitsch	3·0	45·90	—	41·0	—	—	—	—	10·1		v. Hauer
Steirisch-Croatische Glanzkohlen-Gewerkschaft . .	Bistritza bei Zlatar . .	15·64	27·00	7·40	30·80	3·20	—	0	0	16·10	H_2O u. CO_2	„
E. Heinzelmann in Wien .	Gömör, Brauneisenstein .	—	—	—	10·20	—	—	—	—	—		v. John
R. Mayer in Wien . . .	Bosnien, Rotheisenstein 1	25·45	59·90	—	12·30	2·60	—	Spur	0·24	—		„
	„ „ 2	6·95	22·32	—	14·36	28·00	—	0·02	0·11	—	30·52% CO_2, davon 22·0 an CaO, 8·52 an FeO gebunden	„
F. Trügner in Dreihunken	Ober-Unterhals	31·06	67·18	—	—	$CaCO_3$ 1·76	$MgCO_3$ —	Spur	Spur	—		„
	Deutzendorf bei Osseg 1	2·76	92·00	—	—	5·24	—	0	0	—		„
	„ „ „ 2	9·50	77·61	—	—	12·89	—	Spur	Spur	—		„
E. Westfal in Wien . . .	Zedl b. St. Veit, Kärnten 1	—	49·1	—	—	—	—	„	„	—		„
	„ „ „ „ „ 2	—	69·3	—	—	—	—	„	„	—		„
E. Göschl, in Kapfenberg .	Eibenkogel 1	23·00	49·62	0·47	16·39	8·11	0·92	0·008	0	1·30	Spur Cu, Ni, Co	v. Foullon
	„ 2	92·32	3·76	Spur	1·11	3·04	Spur	0·192	0	0		„
	Umgebung v. Kapfenberg	84·66	12·31	„	Spur	1·79	0·20	0·292	0	0	Spur Cu	„
G. Stieler in Wien . . .	Graf Almasi'sche Gruben, Brauneisenstein . . 1	0·89	84·78	—	4·82	0·87	1·82	0	Spur	6·82		v. John
	„ . . 2	1·30	85·02	—	4·65	0·87	3·02	0	0	5·14		„
	„ . . 3	0·18	82·60	—	8·90	0·56	0·76	0	0	7·00		„
	„ . . 4	17·30	74·70	—	3·10	0·38	0·57	0	0	3·95		„
	„ . . 5	7·60	77·00	—	3·80	0.46	0·72	0·07	0	10·35		„

b) Spatheisensteine.

Einsender	Localität	Unlöslicher Rückstand %	$FeCO_3$ %	$MnCO_3$ %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	S %	P %	H_2O %	Anmerkung	Analytiker
G. Stieler in Wien	Graf Almasi'sche Gruben 1	0·46	76·11	3·37	1·50	19·08	0	0	—		v. John
	" " " 2	1·18	77·01	6·11	1·10	16·42	0	0	—		"
	" " " 3	9·70	73·49	4·95	0·46	11·78	0·10	0	—		"
	" " " 4	28·60	60·12	3·82	0·76	7·62	0·36	0	—		"
T. Pfannschmidt in Leutschau	Szlovenka										
	Kahlehöhegrube	0·92	54·91	2·59	1·37	40·50	0·453	0	0	0·396 % *Fe*	v. Foullon
	Bogdanicgrube	7·27	67·71	4·48	1·40	20·30	0·226	0	0	0·193 " "	"
	Latzenberggrube	0·36	60·54	3·47	1·55	34·73	0·502	0	0	0·439 " " an *S* gebunden	"
E. Göschl in Kapfenberg	Eibenkogel	6·42	59·75	17·15	13·57	1·31	0·162	0	1·95		"
Ritter v. Friedau in Wien	Friedau'sche Werke	6·90	7·33	81·78	3·99	Spur	0	0	0		v. John

VI. Braunsteine.

Braunstein aus Bosnien, eingesendet von Herrn Baron v. Andrian, k. k. Hofrath. Derselbe enthält:

Manganhyperoxyd	87·80%
Manganoxyd	3·84 „

Ferner wurden untersucht:

Braunstein von Szathmar (Karl Stumpf, Wien) mit 60·23%, zwei Braunsteine aus Siebenbürgen (J. Madl in Wien) mit 80% und 71·4% und einer aus der Umgebung von Karlsburg in Siebenbürgen (erste siebenbürgische Braunstein-Bergbau-Gesellschaft in Karlsburg) mit 58·06% Manganhyperoxyd.

VII. Diverse Erze.

Wolframerzschlich aus den fürstlich Moriz Lobkowitz'schen Gruben.

Wolframsäure	=	75·50%
Eisenoxydul .	=	17·02 „
Manganoxydul	=	4·93 „
Kalk . . .	=	1·56 „
		99·01 v. John.

Chromeisenstein aus Bosnien (R. Mayer, Ingenieur in Wien). Derselbe enthält 46·80% Chromoxyd, v. John.

Zinkerz-Galmei von Wesovitza (E. Skolaut in Cilli). Dasselbe enthält:

1. 26·07% kohlensaures Zinkoxydul = 13·56 Zn.
2. 46·44 „ „ „ = 34·16 „ v. John.

Antimonerz von Szepes Remete (K. Benigny). Dasselbe enthält 97·5% Schwefel-Antimon, v. Hauer.

Vitriolschiefer von Cholma (Radnitzer Maximilian-Bergwerks-Gesellschaft in Wranowitz):

Vitriolschiefer 1 : 7·17% Schwefel, 0·66% Schwefelsäure
„ 2 : 10·14 „ „ 0·34 „ „
Thonschiefer . : 4·04 „ „ entsprechend 7·85% Schwefelkies
Vitriolschiefer : 5·63 „ „ „ 10.55 „ „
Derselbe, einige Zeit auf der Halde gelegen : 1·78 Schwefel, entsprechend 3·27% Schwefelkies
Vitriolstein : 89·53% schwefelsaures Eisenoxydul, 53·73% SO_3 und 35·80% FeO, v. John

VIII. Kalke, Mergel, Dolomite und Magnesite.

Einsender	Localität	Unlöslich. Rückstand %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Fe_2O_3 Al_2O_3 %	Anmerkung	Analytiker
Freiherr von Grutschreiber	Möttnig, Kalkstein	8·7	86·4	3·7	1·2		v. John
Freih. v. Suttner in Wien	Zogelsdorfer Kalkstein . . . 1	4·7	95·3	0	0		"
	" " . . . 2	3·8	96·2	0	0		"
	" " . . . 3	5·6	94·4	0	0		"
	" " . . . 4	12·4	87·6	0	0		"
	" " . . . 5	7·2	92·8	0	0		"
	" " . . . 6	8·7	91·3	0	0		"
	" " . . . 7	5·3	90·6	1·23	2·87	2·35% Al_2O_3 und 0·52% Fe_2O_3	"
Karl Fliegauf in Wien	Wöllersdorfer " . . . 1	0·64	95·37	2·43	1·56	mehr Eisen als Thonerde	"
	" " . . . 2	1·45	95·05	0·86	2·60	mehr Thonerde als Eisen	"
Nikolsburger Kalkgwrksch.	Muschelbergstein bei Voitelsbrunn	2·02	96·70	0·65	0·63		"
A. Schostall, Ingen. in Wien	Drasenhofener Kalk	0·92	96·72	11·6	1·20		"
Graf Moriz Palffy	Szomolanyer Cementstein	28·1	62·5	3·0	6·4	schwach hydraulisch	"
Franz Reiter in Gmunden	Umgebung von Gmunden . . 1	35·20	32·47	29·08	3·25	" "	"
	" " " . . 2	8·80	81·63	3·84	5·73	nicht "	"
Ludwig Schwanda	Gross-Lychwin bei Tarnov	48·2	43·9	3·2	4·7	sehr schwach hydraulisch	"
Mathias Katterl	Kammer, Cementstein . . . 1	28·70	67·05	Spur	4·25	schwach hydraulisch	"
	" " . . . 2	38·67	57·32	"	4·01		"
	" " . . . 3	28·46	64·70	"	6·84		"
	" " . . . 4	14·43	81·34	"	4·23		"
Dr. A. v. Hoffer in Graz	Möttnig, " . . . 1	26·95	62·28	8·97	1·80	sehr guter Cement	"
	" " . . . 2	35·59	55·47	7·29	1·65	mittelmässiger Cement	"
L. v. Bernuth, Ingenieur in Wien	Steinwandleiten, Cementstein . 1	39·6	56·3	2·3	1·8	erhärtet unter Wasser nicht	"
	" " . 2	—	—	—	—	" " " zu einer leicht zerreibl. Masse	"
	" " . 3	17·0	80·9	1·1	1·0	" " " nicht	"
	Wiesenbach, Cementstein . . 1	26·6	68·0	1·4	4·0	schwach hydraulisch	"
	" " . . 2	17·4	79·3	1·4	1·9		"

Einsender	Localität	Unlöslich. Rückstand %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Fe_2O_3 Al_2O_3 %	Anmerkung	Analytiker
L. v. Bernuth, Ingenieur in Wien	Wiesenbach, Cementstein . . 3	—	—	—	—	guter Cement	v. John
	„ „ . . 4	—	—	—	—	mittelmässiger Cement	„
Wiener Steinmetz-Genossenschaft	Klostereben bei Lilienfeld	31·0	58·5	2·7	7·5	4·7% Al_2O_3, 2·8% Fe_2O_3 schwach hydraulisch	„
C. G. Baum	Raspenau bei Friedland	SiO_2 0·62	CaO 69·60	MgO 12·84	4·08	CO_2 13·3% gebrannter Kalk von schwach hydraul. Eigenschaften	v. Foullon
A. Schostall in Wien	Holigstein bei Nieder-Hollabrunn	u. R. 1·23	$CaCO_3$ 53·05	$MgCO_3$ 34·13	—	11·6% $FeCO_3$	v. John
Dr. Dölter in Graz	Costa di Vent, Dolomit	Spur	56·88	43·12	0		„
Josef Reiser in Wien	Neudorf bei Theben	4·10	57·10	37·08	1·72		„
Ludwig Graf	Horn	0	0	95·1	4·2	0·5% H_2O	„
Baron Hirschfeld	Erhärteter Cement aus Cementstein von Deva	82·70	CaO 1·81	Mgo 0·59	4·43	H_2O bis 100° 2·80%, „ über 100% 6·62%	„

Abfälle aus einem Weisskalkofen (Union-Baugesellschaft in Wien), v. John.

Organische Substanz (kleine Stückchen Holz etc.)	1·02 %	
In Salzsäure unlösliche Bestandtheile	4·54 „	
Eisenoxyd und Thonerde	4·05 „	
Kohlensaurer Kalk	2·95 „	(1·65 CaO und 1·30 CO_2)
Kalk (an Wasser gebunden)	37·40 „	49·42 CaH_2O_2
Wasser	12·02 „	
Aetzkalk	38·02 „	
Summe	100·00	

IX. Feuerfeste Thone und Steine.

Von den auf Feuerfestigkeit zur Untersuchung gelangten Thonen und Steinen finden hier einige wenige von vorzüglicher Beschaffenheit und bekanntem Fundort Aufnahme.

Einsender	Localität	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$CaCO_3$	MgO	H_2O bis 120° C.	Glühverlust	Unlöslich. Rückstand	Analytiker
Hellwag u. Comp. in Schattau	Umgebung von Schattau, Thon . 1	—	—	2·4	6·5	—	10·8	—	79·7	v. Hauer
	„ „ „ „ . 2	—	—	3·2	10·5	—	11·0	—	75·0	„
Actiengesellschaft für Verwendung des Neustädter feuerfesten Thones in Kronstadt in Siebenbürgen	Neustadt in Siebenbürgen, Thon	—	—	—	0·5	—	11·3	—	88·2	„
	Feuerfester Stein	—	2·4		—	—	—	—	97·4	„
Georg Heldsdorfer in Neustadt bei Kronstadt	Neustadt in Siebenbürgen, Thon A	56·51	26·87	2·95	CaO 0·70	0·60	2·09	9·14	—	v. John
	„ „ „ „ B	55·70	30·97	Spur	1·03	0·42	2·35	9·55	—	v. Foullon
Peter Schweiger	Zeltweg, Thon	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Galizischer Landesausschuss	Thone aus der Umgebung von Alwernia bei Chrzanow	—	—	—	—	—	—	—	—	—

X. Bergtheer und Erdwachs.

Einsender	Localität	Consistenz	Mechanisch beigemengtes Wasser %	Bei der trockenen Destillation wurden erhalten: Leichte Oele (Petrolen) %	Schwere Oele %	Paraffin %	Kohliger Rückstand %	Gase und Verlust %	Asche	Analytiker
Dr. Jellinek in Wien	Oran in Algier . 1	syrupartig	7·59	48·11	16·92		24·05	3·33	0·41	v. John
	„ „ „ . 2	wachsartig	5·00	14·00	9·50		69·50	2·00	58·54	„
J. Rochlitzer in Agram	Moslavina	syrupartig	21·8	47·89		0	23·95	5·60	0·76	„
Graf Leutrom in Wien	Petrovoselo, Slavonien*)	ölig	20·0	54·7	14·1	6·0	20·0	5·2	—	„
	Bačindol-Pózeganer*) Comitat in Slavonien	„	7·3	61·9	14·5		15·5	8·1	—	v. Foullon
Wachs-(Ozo-Cerotin)-Fabrik, Elbeteinitz	Ozokerit aus Pensylvanien	fest	—	—	—	55·0	—	—	—	v. John

*) Die Percente der Bestandtheile sind auf wasserfreie Substanz bezogen.

XI. Wasser-Analysen.

Agramer Wasserleitungs-Wasser (Carl v. Hauer).

Die Analyse ergab folgende Resultate:

In 1 Liter wurden gefunden:

Kieselsäure . . .	= 0·004	Gramm
Schwefelsäure . .	= 0·012	"
Chlor	= 0·006	"
Kalkerde	= 0·171	"
Bittererde . . .	= 0·138	"
Kali	= 0·003	"
Natron	= 0·005	"
Kohlensäure . . .	= 0·674	"
Salpetersäure . .	Spuren	
Ammoniak . . .	Spuren	
Organische Substanzen	Spuren	

Hiernach ergibt sich, dass in 1000 Gewichtstheilen des Wassers in wägbarer Menge folgende Verbindungen enthalten sind:

Kieselsäure	= 0·0040
Chlornatrium	= 0·0090
Schwefelsaures Kali . .	= 0·0055
Schwefelsaurer Kalk . .	= 0·0161
Kohlensaurer Kalk . . .	= 0·2928
Kohlensaure Magnesia . .	= 0·2898
	0·6172

Als Abdampfrückstand wurde gefunden in 1000 Gewichtstheilen Wasser = 0·6045 Gewichtstheile fixer Stoffe, was von dem berechneten Salzgemenge um 0·0127 Gewichtstheile differirt.

Die Gesammtmenge der Kohlensäure beträgt 0·674. Da Kalk und Magnesia nur als Doppel-Carbonate in Lösung sein können, so erübrigt somit 0·1136 Kohlensäure, die als ungebundene (freie) absorbirt enthalten ist.

Wasser von Ločendol bei Rohitsch (Alkalischer Natronsäuerling von Dr. Fröhlich in Wien) (v. John).

In 10.000 Theilen sind enthalten:

Kieselsäure . .	= 0·4015	
Thonerde . .	= 0·1490	
Eisenoxyd . .	= 0·0400	
Kalk	= 1·6100	
Magnesia . .	= 0·8541	Dichte = 1·0081
Kali	= 1·2912	
Natron . . .	= 32·9264	
Chlor . . .	= 1·9340	
Schwefelsäure .	= 3·2664	
Kohlensäure .	= 49·2945	

Der Kochrückstand besteht aus (auf 10.000 Theile berechnet) 0·04 Eisenoxyd, 2·4705 $Ca\ CO_3$ und 1·3925 $Mg\ CO_3$ nebst einer Spur von Schwefelsäure.

Daraus berechnet sich die Zusammensetzung der fixen Bestandtheile in 10.000 Theilen.

Kohlensaurer Kalk	=	2·4705
Kohlensaure Magnesia	=	1·3925
Schwefelsaurer Kalk	=	0·5501
Chlormagnesium	=	0·4536
Kohlensaures Eisenoxydul	=	0·0580
„ Natron	=	51·3799
Chlornatrium	=	2·7256
Schwefelsaures Natron	=	3·2742
„ Kali	=	2·3894
Thonerde	=	0·1490
Kieselsäure	=	0·4015
Summe der fixen Bestandtheile	=	65·2443
Gebundene Kohlensäure	=	23·1659
Halb gebundene und freie Kohlensäure	=	26·1286
Fremde Bestandtheile überhaupt	=	91·3729.

XII. Roheisen-Analysen.

Einsender	Bezeichnung	Gesammt C %	Graphit	chemisch gebundener C %	Si %	S %	P %	Mn	Fe aus der Differenz %	Analytiker
Berg-, Rad- u. Hammerwerk Zeiring	Eisen d. Lungauer Eisengew. 1	4·86	—	—	1·51	0·02	Spur	Spur	93·61	v. John
	" " " " 2	4·84	—	—	1·82	0·02	"	"	93·32	"
	" " " " 3	3·63	—	—	0·90	0·13	"	4·97	90·37	"
	" " " " 4	4·08	—	—	0·92	0·09	"	3·16	91·75	"
	" " " " 5	4·45	—	—	0·66	0·13	"	1·23	93·53	"
	" " " " 6	4·16	—	—	0·34	0·15	"	1·23	94·12	"
	" " " " 7	4·82	—	—	0·14	0·09	"	0·82	94·13	"
Echinger und Fernau, Wien	Graues Roheisen 1	4·03	—	—	1.68	0	"	Spur	94·29	"
	" " 2	4·87	—	—	1·37	0	"	0 87	92.89	"
Daffert und Schmied, Wien	Roheisen	3·74	—	—	3·94	0	0·256	2·67	89·39	"
Carl Peintinger in Vordernberg	Vordernberger Roheisen Grau	4·03	3·87	0·16	1·78	0·243	Spur	3·40	—	v. Foullon
	" " Halbirt	3·92	2·98	0·94	0·51	0·040	"	3·91	—	"
	" " Weiss	2·85	0·25	2·60	0·24	0·444	"	3·40	—	"
Ganz und Comp., Ofen	Giesserei-Roheisen . . . 1	3·48	2·60	0·88	3·29	0	0·534	0·54	—	"
	" " . . . 2	4·06	3·60	0·46	0·40	Spur	0·185	0·43	—	"
	" " . . . 3	3·05	2·13	0·92	3·40	0·104	0·331	0·30	—	"
	" " . . . 4	1·83	0·00	1·83	0·73	0·110	Spur	0·82	—	v. John
	" " . . . 5	3·45	2·75	0·70	4·14	0·079	0·219	0·98	—	"
	" " . . . 6	3·47	2·87	0·60	0·58	0·052	0·252	0·23	—	"
	" " . . . 7	3·87	3·35	0·48	0·72	0·085	0·173	0·27	—	"
	" " . . . 8	3·94	3·34	0·60	2·60	0·122	Spur	2·48	—	"
	Eisenbahnradstück	3·02	0·85	2·17	1·28	0·044	0·040	2·84	—	v. Foullon
	Brucheisen	3·36	3·00	0·36	0·80	0·071	0·060	2·95	—	v. John
A. Stiehler, Wien	Eisen der gräfl. Almasy'schen Werke: Graues Roheisen	4·35	3·45	0·90	2·81	0·183	0·124	0·46	—	"
	Dasselbe im Cupolo-Ofen umgeschmolzen	4·05	2·86	1·11	2·11	0·123	0·108	0·41	—	"

XIII. Fabriksproducte.

Grünes Bouteillenglas (eingesendet von der Kis-Terenner Bergbau-Actien-Gesellschaft) von ausgezeichneter Schönheit ergab bei der Analyse folgende Bestandtheile:

Kieselsäure	= 69·4 %	
Thonerde	= 0·6 „	
Eisenoxydul	= 1·0 „	
Kalkerde	= 1·1 „	
Natron mit Spuren von Kali	= 27·9 „	(von Hauer).

Soda aus der gräflich Larisch & Comp. Fabrik in Petrowitz (v. John).

Dieselbe enthaltet:

79·50 % Na_2CO_3 (46·50 % Na_2O und 33·00 % CO_2). Da der Gesammt-Natrongehalt 52·65 % beträgt, so sind 6·15 % Na_2O an das vorhandene Chlor und die vorhandene Schwefelsäure gebunden. Ausserdem sind Spuren von CaO, MgO und K_2O nachweisbar.

XIV. Untersuchung der von der Erzherzog Albrecht'schen Cameraldirection in Teschen eingesendeten Produkte.

A) Kohlen-Untersuchungen.

Localität und Bezeichnung	Wasser %	Asche %	Coaks %	*S* %	*P* %	Calorien	Aequivalent einer 30″ Klafter Fichtenholz in Centner	Aequivalent eines Cubikmeter Fichtenholz à 282 Kilo i. Kilo
Ungewaschene Kleinkohle von Karwin	2·5	15·8	—	1·32	0·050	6159	8·5	184·4
Gewaschene Kleinkohle von Karwin	6·3	7·8	—	0·28	0·048	6265	8·4	182·3
Gewaschene Kohle aus der Feinsetzmaschine	2·4	12·1	—	0·76	0·062	5883	9·0	195·3
Schiefer aus den Schieferthürmen der Kohlenwäsche	2·4	37·9	—	2.51	—	4520	11·6	251·7
Schieferkies aus den Feinsetzmaschinen	2·9	10·0	—	10·93	—	4233	12·4	269·1
Rückstände aus den Klärsümpfen der Kohlenwäsche	2·6	16·1	—	0·86	—	5650	9·3	201·8
Kohle aus dem Waschwasser der Klärsümpfe der Kohlenwäsche (100 Theile des Wassers enthalten 38·21% Kohle)	—	51·5	—	—	—	3062	17·4	377·6
Coaks aus den Karwiner Coaksöfen	7·2	10·0	—	0·25	—	6606	8·0	173·6
Karwiner Kohle von Graf Larisch Flötz Nr. 7	2·6	6·9	67·0	—	0·028	5921	8·9	193·1
„ „ „ „ „ Flötz Nr. 8	1·6	20·7	67·0	—	0·028	4884	10·8	234·4
Polnisch Ostrauer-Kohle von Graf Wilczek	1·2	2·2	66·8	—	0·072	6464	8·1	175·8
Karwiner Kohle aus dem Albrechtflötze obere Bank	0·9	12·1	70·4	—	0·100	5853	9·0	195·3
„ „ „ „ „ untere Bank	1·9	7·4	69·4	—	0·235	5958	8·8	191·0
„ „ „ „ Gabrielenflötz	1·9	15·3	68·2	—	0·168	5277	10·0	217·0
„ „ „ „ Romanflötz	2·3	5·4	70·0	—	0·077	6034	8·7	188·8
„ „ „ „ Johannflötz	1·4	9·2	70·4	—	0.058	6294	8·3	180·1
„ „ „ „ Wilhelmflötz	3·4	4·8	69·0	—	0·037	5966	8·8	191·0
„ „ „ „ Carlflötz	2·3	8·3	67·4	—	0·077	5718	9·2	199·6
Coaks aus gewaschener Ostrauer Kohle	10·1	9·5	—	—	0·059	6859	7·7	167·1

B) Aschen-Untersuchungen.

Die Aschen der oben untersuchten Coakse ergaben folgende Zusammensetzung:

	Karwiner Coaksasche (v. John)	Ostrauer Coaksasche (v. John)
Kieselsäure	36·98 %	29·3 %
Eisenoxyd	22·27 %	6·4 %
Thonerde	30·81 %	50·8 %
Kalk	5·37 %	4·3 %
Magnesia	2·64 %	5·2 %
Alkalien und Verlust	1·93 %	2·0 %
Phosphor	Spur	0·62 %
Schwefel	Spur	0·56 % = 1·40 SO_3

C) Eisenstein-Untersuchungen.

Localität und Bezeichnung	Unlöslicher Rückstand %	$FeCO_3$ %	$MnCO_3$ %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Al_2O_3 %	S %	P %	Anmerkung	Analytiker
Gruben von Bindten und Klein-hniletz bei Iglo.										
Spatheisensteine.										
Grober Gang, Martini Dreifaltigkeitsgrube	3·30	86·00	2·60	0·30	6·70	0·80	Spur	Spur		v. Hauer
Robertigang, Robertigrube	0·80	88·20	2·90	0·20	7·00	0·40	„	„		„
Josefigang, Josefi-Ludovicigrube	0·60	87·00	3·00	0·30	8·00	0·50	„	„		„
Vasmezőgang, Vasmezőgrube	18·70	70·10	2·80	0·40	6·80	0·80	„	„		„
Rinnergang, Rinnergrube	3·30	84·50	3·80	0·90	7·50	0·70	„	„		„
Conradgang, Conradgrube	0·20	86·40	3·80	1·10	7·20	0·40	„	„		„
Petri-Pauligang, Petri-Pauligrube	2·90	82·50	3·50	1·20	8·20	0·90	„	„		„

Localität und Bezeichnung	Unlöslicher Rückstand %	$FeCO_3$ %	$MnCO_3$ %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Al_2O_3 %	S %	P %	Anmerkung	Analytiker
Gruben des Göllnitzer Bergreviers.										
Spatheisensteine.										
Czenderling, Antonistollen	2·50	78·73	4·67	0·25	14·71	0	0	Spur		v. John
Mikolaj, Erzengelstollen	2·21	81·70	2·16	0·66	12·87	0	0·09	„		„
Kumpengrund, Victorstollen 1	0·45	82·46	2·79	0·27	14·12	0·60	Spur	„		„
„ „ 2	1·55	83·24	2·86	0·65	11·87	0·54	0·06	„		„
Hohe Lager, Gelobtes Land	11·60	70·18	2.84	1·23	14·23	0·55	0	„		„
Eicheneleiten, Albrechtstollen, oberer	5·62	83·23	2·63	0·84	8·46	0·65	0	„		„
„ „ unterer	7·20	71·20	2·60	1·24	17·46	0·63	0	„		„
Silberspitz, Emanuelstollen	13·23	65·32	2·94	0·84	16·45	1·23	0	„		„
Czenderling, Peter Paulstollen	4·23	79·26	3·42	1·01	12·46	0·64	0	„		„
„ Wilhelmstollen	2·68	84·32	3·64	1·23	8·47	0·47	0	„		„
Hohe Lager, Segengottesschacht	3·24	85·23	3·24	0·84	7·68	0·76	0	„		„
Kienbaumgrund, Josefstollen	6·03	83·27	2·93	0·84	2·76	0·73	0	„		„
Wangort, Dreischwesterschacht	6·54	82·97	2·47	0·89	7·89	0·48	0	„		„
„ Dreibruderschacht, unterer	8·24	79·25	2·76	0·74	9·67	0·53	0	„		„
Silberspitz, Camillostollen	5·48	84·32	2·34	0·93	7·26	0·56	0	„		„
Wangort, Dreibruderstollen oberer	0·93	70·50	4·60	0·46	22·55	0·73	0	„		„
Grellenseifen, Michaelstollen	5·46	72·40	3·46	0·29	17·98	0·89	0	„		„
Silberspitz, Markusstollen	10·55	70·26	3·62	0·38	15·23	0·68	0	„		„
„ Kalmanstollen	12·60	68·68	3·50	0·28	14·20	1·23	0	„		„
Stransky, Kolomanstollen	0·38	88·62	3·84	0·57	6·81	0·43	0·38	„		„
Jahreszahl, Leopoldschacht	0·55	88·72	4·25	Spur	8·23	0	Spur	„		„
Pamelberg, Katharinastollen	2·90	79·23	3·87	0·86	14·14	0	„	„		„
Freischurf bei Jekelsdorf	5·24	75·35	3·76	Spur	15·55	0·62	„	„		„
Zsakarócz (Spitzbühel) Antonstollen	1·65	85·24	4·97	„	8·71	0	0	„		„
Emericistollen	0·76	78·16	4·87	„	16·66	0·89	0	„		„
Susannastollen	0·23	75·54	5·84	0·68	17·32	0	0	„		„

Localität und Bezeichnung	Unlöslicher Rückstand %	$FeCO_3$ %	$MnCO_3$ %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Al_2O_3 %	S %	P %	Anmerkung	Analytiker
Göllnitzer Späthe	·2·16	83·60	5·16	0·82	8·26	0·75	0	Spur		v. John
Rohe preussische Thoneisensteine	21·40	73·49	0	0	4·26	0	0·27	"		"
Baerner Schlicherze	11·40	85·87	2·76	Spur	Spur	0	0	"		"
Roth- und Brauneisensteine.		Fe_2O_3	Mn_2O_3							
Pamelberg, Heinrichschacht	8·20	84·30	4·84	0·68	1·48	0	0·23	"	1·52% CuO etwas CO_2 u. H_2O	"
Freitagsberg, Sofiastollen	13·50	72·60	2·46	Spur	0·54	0	—	"		"
Manganerze von Dikula	17·80	34·79	30·14	12·20	4·14	—	—	"		"
Geröstete Thoneisensteine (Göllnitzer)	20·50	50·70	Spur	14·16	8·08	5·46	0·36	"		"
Roher Kalk von Lyschna	3·98	—	—	95·26	0·76	0	0	0		"

D) Roheisen-Analysen.

Bezeichnung	C %	Mn %	Si %	S %	P %	Analytiker
Weissblumiges Roheisen vom Hochofen Nr. 1	4·38	2·76	1·22	Spur	0·286	v. John
" " " " " 2	4·46	2·92	0·74	"	0·328	"
Weissmelirtes Roheisen " " " 2	4·82	3·48	1·57	"	0·331	"
Hochgraues Roheisen " " " 2	5·07	3·98	1·46	"	0·330	"
Spiegeleisen " " " 1	5·18	2·89	0·63	"	0·460	"
Bessemerroheisen	4·65	4·78	4·34	0	0·184	"
Roheisen von Trzynietz vom Hochofen Nr. 1	5·18	4·16	1·86	0	0·238	"
" " " " " 2	5·05	3·36	0·68	0	0·130	"

E) Eisenschlacken-Analysen.

Bezeichnung	SiO_2 %	FeO %	Al_2O_3 %	MnO %	CaO %	MgO %	K_2O %	Na_2O %	S %	P %	Summe	Analytiker
Schlacke vom weissblumigen Roheisen. Hochofen Nr. 1	37·64	1·21	7·10	3·67	37·84	10·14	0·61	1·05	0·51	Spur	99·77	v. John
Schlacke vom weissblumigen Roheisen. Hochofen Nr. 2	37·61	1·26	9·47	5·89	35·46	7·62	0·75	1·32	1·26	„	100·64	„
Schlacke vom weissmelirten Roheisen. Hochofen Nr. 2	38·76	1·03	7·99	5·76	37·26	6·27	1·01	0·56	1·36	0·023	100·023	„
Schlacke vom hochgrauen Roheisen. Hochofen Nr. 2	37·22	0·97	9·36	5·73	36·28	7·04	0·92	1·02	1·42	0·027	99·987	„

F) Gichtenstaub.

Gichtenstaub vom Hochofen Nr. 1 (v. John).

Unlöslicher Rückstand	6·82 %
Mangan	1·96 %
Kohlensaurer Kalk	2·46 %
Kohlensaure Magnesia	2·78 %
Gemenge von kohlensaurem Eisenoxydul, Eisenoxyd und metallischem Eisen enthält metallisches Eisen	50·00 %

Wie schon in der Einleitung bemerkt wurde, wurden alle jene Untersuchungsresultate von Objecten aus dieser Zusammenstellung hinweggelassen, von denen der Fund- oder Erzeugungsort vom Einsender nicht angegeben worden war. Es gilt dies namentlich für eine nicht geringe Anzahl von Erzen.

Die Unterlassung der Fundortsangabe hat meist den Zweck, den Schürfer vor fremden Eingriffen zu schützen. Da aber die Veröffentlichung der Befunde immer erst nach einer gewissen Zeit erfolgt, innerhalb welcher, wenn die Erze abbauwürdig sind, das Gewinnungsrecht bereits erwirkt worden ist, so ist die Befürchtung des zu frühzeitigen Bekanntwerdens nicht gerechtfertigt. Erweisen sich hingegen die Erze als werthlos, so kann die Mittheilung eines solchen Resultates immerhin eine gewisse Bedeutung haben und Andere vor Schaden bewahren; in beiden Fällen kann nach und nach ein immer geschlosseneres Bild von den Erzvorkommen im weiteren Sinne in der ganzen Monarchie gewonnen werden. Wir bitten daher alle Interessenten, wenn nur immer möglich, um detaillirte und genaue Fundortsangaben.

In Hinkunft gedenken wir jährlich oder längstens alle zwei Jahre ähnliche Zusammenstellungen zu veröffentlichen.

Ueber das Vorkommen von Triasbildungen im nördlichen Japan.

Von Dr. Edmund Naumann.

Mit einer Karten-Skizze (Tafel Nr. X.)

Zwischen dem 38. und dem 39. Breitengrade, etwa mittwegs zwischen Tokio und dem nördlichsten Hafen der Hauptinsel, liegt die Bucht von Sendai mit ihren grüne Kronen tragenden, steilhängigen Inseln ohne Zahl — ein Labyrinth von Wasserwegen — weit und breit berühmt im Lande wegen ihrer entzückenden Schönheit. Hier mündet der Kitakamigawa, der bedeutendste Fluss des japanischen Nordens. Er folgt von der unter nahezu 40° Breite gelegenen Quelle her seinem südlichen Ziele ziemlich genau bis zur Vollendung des Laufes und wird hauptsächlich von den Wässern des centralen Gebirges gespeist, die in den vielen Furchen, Schluchten und Thälern des Ostabhanges der breiten, mächtigen Masse ziemlich ungestümen Laufes zur Ebene niedereilen. Im Osten trennt der Kitakami ein sich nordwärts verbreitendes und erhöhendes Bergland ab, dem er nur wenig Zuwachs verdankt. Dieser östlichen Abtrennung nun, und zwar dem südlichen, schmalen Theile, welcher unten dem Kitakami ein breites Thor öffnet, um eine Gabelung des Flusses nicht weit von der Mündung zu bewirken, dessen südlichster Ausläufer in Form einer vielgezackten Halbinsel die Bucht von Sendai im Bogen schliesst, mit dem Kinkuasan, dem Goldblumenberge als Vorposten gegen das Meer, sollen die nachfolgenden Betrachtungen gelten [1].

---

[1]) Der Verfasser vorliegenden Berichtes ist seit Ende Mai mit einer topographischen und geologischen Recognoscirung des japanischen Nordens ununterbrochen beschäftigt gewesen. Die Weitschichtigkeit des zu erforschenden Inseltheiles konnte leider eine erschöpfendere Untersuchung des von den Triasablagerungen eingenommenen Gebietes nicht gestatten Auch erlaubte die knapp gemessene Zeit, wie die Unvollständigkeit der von Tokio aus hierher nachgesandten Literatur eine eingehendere Darstellung nicht. Wenn sich daher in den folgenden Zeilen manches Unzulängliche finden sollte, möge der Leser in freundlicher Weise Nachsicht üben.
Anikupfergruben, Akilaken (Japan), am 8. October 1881. Dr. E. N.

Es sind gestreckte, im südlichen Theile SWNO. streichende, mit ihren höchsten Emporragungen wohl nicht über 350 Meter anwachsende, in der Richtung des Streichens wenigstens gegen das Land hin flache, sonst ziemlich steile Bergmassen, welche sich zwischen Kitakami und Ocean parallel an einander reihen. Gegen Norden freilich, über die Bucht von Shidzugawa hinaus, werden diese Charakterzüge recht undeutlich, doch lassen sie sich zunächst der nordöstlich verlaufenden Kitakamiverzweigung (Oibagawa genannt) mit vollkommener Sicherheit nachweisen. So wie die Richtung des oben bezeichneten Flussarmes eine ungefähr nordöstliche ist, so springen auch die peninsularen, östlichen Ausläufer der Bergmassen in der gleichen Richtung vor. Die folgenden, annähernd bestimmten Passhöhen mögen diese Bemerkungen in etwas ergänzen:

Pass	Yokokama — Okatzu (Kamagatoge)	193 Meter
„	Ohama — Funakoshi	90 „
„	Naburi — Osakihama	262 „
„	Tsukihame — Mitobe	203 „
„	Isadomaye — Iriyamura	280 „
„	Iriyamura — Maiya	220 „

Hieraus ist ersichtlich, dass der zwischen Ohama und Funakoshi liegende Pass der niedrigste ist. Die Verbindungslinie dieser zwei Orte liegt nahezu in der oben angegebenen NO. Streichrichtung. Wie weiter unten gezeigt werden soll, ist diese Thatsache für Aufklärung der stratigraphischen Verhältnisse von einer gewissen Bedeutung. Gleich hier sei bemerkt, dass die Oberflächenformen der besprochenen Gegend für das Verständniss der Struktur von ungemein hoher Wichtigkeit zu sein scheinen. Nach den von mir festgestellten Thatsachen (ihre Zahl hat leider eine nur zu beschränkte bleiben müssen) ist hier ein solcher Zusammenhang zwischen Terraingestaltung und Lagerung der Gesteine besonders schön ausgeprägt. So läuft eine Synclinale das Kitakamithal entlang; so schliessen sich die für eben dasselbe Thal und dessen Nachbarschaft (Okatzu) verzeichneten Streichrichtungen ziemlich gut der Curve des Flusslaufes an. Die westlichste der im Kitakamithale festgestellten Streichrichtungen weicht wesentlich von der östlichen ab, und ist hier um etwas nach Norden gedreht; derselben Abweichung unterliegen in dieser Gegend Flusslauf und Bergrücken. Auch bei Okatzu und Ohama nähert sich die Streichrichtung — wenn auch nicht in demselben Maasse — der nordsüdlichen, und hier folgt der Weg Ohama — Funakoshi, eine Einsenkung zwischen den Wegen verfolgend, einer ebenso gestellten Linie. Ferner würde geltend zu machen sein, dass sich gerade zwischen Shidzugawa und Isadomaye, woselbst die Schichten auffallend schwach gelagert sind, nur eine ganz niedere, flache, tafelförmige Erhebung ausdehnt. Complicirt gestalten sich die Terrainverhältnisse bereits zwischen Isadomaye und Maiya. Hier setzt das Streichen in ein nordwestliches um, und glaube ich annehmen zu dürfen, dass es diese Stellung bis ziemlich weit hinauf beibehält; für Tsukidate und Kisennuma wenigstens wurde es mir von Herrn Poto, der diese Gegend voriges Jahr bereiste, als nordwestlich angegeben.

Zu der Ueberzeugung, dass die Sandsteine und die schwarzen Schiefer, welche die beschriebenen Berge der Hauptsache nach aufbauen, zu dem Triassystem gehören müssen, gelangte ich zuerst, als mich mein Weg an den zum Theil von den Wellen des Meeres überspülten grauen Kalken und Kalkschiefern vorbeiführte, die am Westende der Fischerdörfer Naburi als Klippen und felsige Bänke anstehen. Diese Kalke sind dicht erfüllt mit kleinen, meist sehr winzigen Stielgliedern und Stielstücken von Encrinoideen. Die Stielglieder sind in zwei Formen vorhanden, von welcher die eine durch nur aussen grob gestrahlte Gelenkflächen charakterisirt ist, während im anderen Falle eine feine, sich über die ganze Gelenkfläche erstreckende Strahlung bemerkbar wird. Erstere gehören den angeführten Kennzeichen nach der Gattung *Encrinus* zu. Schon hierin wäre also ein Beweis für das triadische Alter der Schichten gefunden. Einen noch sicheren Erfolg aber ergaben meine zunächst in nördlicher Richtung fortgesetzten Nachforschungen. Nachdem ich das Vorkommen von Kalkbänken an der Küste bei Mitobe, die in der Beschaffenheit mit denen von Naburi grosse Aehnlichkeit zeigen, der Versteinerungen jedoch entbehren, constatirt, stiess ich am folgenden Tage auf Sandsteine und Sandsteinschiefer mit dichten Anhäufungen interessanter Zweischaler. Die Fundorte liegen bei Saragaisaka, kurz vor Isadomaye. Nach den Mittheilungen der hier einheimischen Japaner sollen die Versteinerungen auf einem Quadrat-Ri Ausdehnung hin vielorts gefunden werden. Direkt am Wege liegt zunächst die eine der hier zu erwähnenden Fundstellen. An einer niederen Böschung treten flach lagernde Schichten eines durch Verwitterung lockeren und sich zu groben Brocken lösenden Sandsteines zu Tage, welche die Abdrücke einer etwa 25 Millimeter hohen Monotis in enormer Menge enthalten. Die Schalenabdrücke zeigen meist starke Verquetschungen. Was die besonderen Merkmale der Form betrifft, so ist dieselbe schief von Gestalt, hat zahlreiche, feine Rippen, zeigt deutliche Anwachsstreifen und gleicht überhaupt der *Monotis salinaria* in ziemlich hohem Grade. Seitab vom Wege treten in dunklem Schiefersandstein grössere Schalen in nicht minder bedeutender Zahl auf, die gleichfalls einer Monotis zugeschrieben werden müssen. Die an dieser zweiten Stelle vorkommende Form hat in dem mir einzig vorliegenden Exemplare, das noch dazu sehr mangelhaft erhalten ist, eine Höhe von 45 Mm.; unter den von mir gesammelten Exemplaren befinden sich indessen zahlreiche, die um beträchtliches grösser sind. Die Monotis der dunklen Sandsteinschiefer zeichnet sich vor der ersterwähnten dadurch aus, dass sie stärkere, weniger dicht gestellte Rippen trägt. Auch diese Bivalve dürfte zu *Monotis salinaria* in nächster Beziehung stehen. Ich sehe mich sogar gezwungen, meiner Ueberzeugung freien Raum zu geben, dass dieselbe wirklich zur *Monotis salinaria* gehört. Allerdings würde ich es kaum wagen, die grössere Form genannter Art zuzuschreiben, wenn mir jetzt nicht die Zittel'sche Abhandlung aus der „Paläontologie von Neuseeland" mit den Abbildungen der Var. *Richmondiana* vorläge [1]). Mit dieser neuseeländischen *Richmondiana* stimmt die japanische

[1]) Reise der Novara, II. Theil, S. 19, 26, 27; Tafel VI.

Schiefer-Monotis vortrefflich überein, sowohl in Bezug auf Vorkommen als auf Merkmale. Die Uebereinstimmung ist sogar derart, dass man die japanische Form geradezu der neuseeländischen *Monotis salinaria* Var. *Richmondiana Zittel* unterstellen kann. Dieses Resultat weist auf eine sehr nahe Verwandtschaft der japanischen Triasablagerungen mit den neuseeländischen hin. Es verdient ausserdem die angeführte Thatsache insofern ein besonderes Interesse, als die enorm weite Verbreitung einer Abart der *salinaria* hierdurch bewiesen erscheint. Vielleicht gewinnt auf diese Weise die *Richmondiana* den Werth einer Art. Die kleinere der beiden japanischen Varietäten stimmt mit der typischen Form der Hallstätter Schichten nicht ganz vollkommen überein. Sie ist weniger schief nach hinten verlängert, höher in Form, hat einen mittelständigeren Buckel und ist das hintere Ohr weniger oder gar nicht concav ausgeschnitten. Sind diese Differenzen keine ganz unbedeutenden und sind die Unterschiede mit der grossen japanischen *Monotis* die augenscheinlichsten, so spricht anderseits das räumliche Auftreten der beiden Formen, die geringe Entfernung der beiden Fundplätze, wie ihr Vorkommen in verschiedenen Gesteinen, welches auf die Verschiedenheit der einstigen Lebensbedingungen hinweist, für die Zugehörigkeit auch dieser Abart zur *Monotis salinaria*. Jedenfalls kann die Frage, ob wir es mit einer neuen Species zu thun haben, erst dann endgiltig entschieden werden, wenn die morphologischen Beziehungen durch Untersuchung eines umfangreicheren Materials festgestellt sind, eine Aufgabe, der ich mich nach Beendigung meiner Expedition durch den japanischen Norden und darauf erfolgter Rückkunft nach Tokio zu unterziehen hoffe. Von *Halobia-* oder *Daonella-*Arten, die ja der *Monotis salinaria* sonst so treu zur Seite stehen, habe ich bis jetzt nichts auffinden können; möglich, dass eine genaue Durchmusterung des von mir gesammelten Materials das Vorhandensein auch dieser wichtigen Triasbivalven ergibt.

Von Isadomaye aus wandte ich mich wieder nach Westen, um zunächst in ein Gebiet einzutreten, in welchem ein dioritisches Eruptivgestein eine wichtige Rolle spielt. Die hier gleichfalls anstehenden, hellgrauen Quarzschiefer verkünden, dass das weiter nordwärts auftretende azoische System zu Tage tritt und das Liegende der Triasablagerungen bildet. Bei Iriyamura machen sich die grauwackenartigen Sandsteine und die so charakteristischen blauschwarzen Thonschiefer von Neuem geltend. Sie halten an bis Maya, woselbst wiederum Trochitenkalk ansteht, der sich von dem Naburikalk durch die grösseren Dimensionen seiner Articulatenstiele unterscheidet. Nach diesem letzten erfreulichen Funde musste ich den Triasbergen den Rücken kehren, um mich dem Hauptgebirge zuzuwenden, das in der blauen Ferne, einer gewaltigen Masse gleich, vor mir aufstieg.

Für das Triassystem sind weiter zwei wichtige Fundorte zu verzeichnen, über welche mir Herr Kote berichtet hat. Etwa 10 Ri nördlich von Shidzugawa liegt in der Nähe der Küste die Ortschaft Kisennuma. Hier erscheinen die Trochitenkalke von Neuem und zwar, wie es scheint, in Form einer mächtigen Ablagerung. Die Stiele sind ziemlich gross. Bei Tsukidati, das $2^1/_2$ Ri von Kisennuma entfernt ist und landeinwärts liegt, enthält der Kalkstein Korallen, welchen

der Volksmund den abenteuerlichen Namen Drachenschuppen verliehen hat.

Zu guterletzt muss auch des Vorkommens von Ammoniten in der japanischen Trias gedacht werden, das ich allerdings nicht aus eigener Anschauung kennen zu lernen vermochte. Die in Okatzu angestellten Erkundigungen nach dem Ursprung dieser Versteinerungen blieben ohne Erfolg, obwohl ich mich in grosser Nähe des Ammonitenfundplatzes befinden musste. Ich sah mich genöthigt, weiter zu ziehen, ohne die wichtige Stelle untersucht zu haben. Dass der von Brauns in den Mittheilungen der ostasiatischen Gesellschaft als Liasform unter dem Namen *Perisphinctes athleta* angeführte Ammonit [1]) wirklich den Schichten des hier in Rede stehenden Systems entstammt, kann nicht dem mindesten Zweifel unterliegen. Die Schiefer von Okatzu sind die ganz typischen Triasschiefer; der Fundort der Ammoniten liegt in der Nähe von Okatzu; die Küsten- und Oberflächengestaltung der von der Kitakamigabel gehaltenen Halbinsel weist auf eine Fortsetung der Triasschichten nach Süden hin, wie sich ja überhaupt die Trias in Form eines von Norden nach Süden ziehenden Streifens, der östlich vom Kitakami gelegen ist, ausbreitet und vor Allem erweist sich das Gestein, in welchem der erwähnte Ammonit liegt, als identisch mit den dunklen, kalkigen Trias-Sandsteinschiefern. Ich habe schon früher meine Zweifel ausgedrückt, dass die erwähnte Bestimmung zur Feststellung des Auftretens des Jurasystems bei Sendai genüge [2]). Es kann nunmehr als feststehend betrachtet werden, dass der japanische sogenannte *Perisphinctes athleta* nicht in den Jura, sondern in die Trias gehört. Nach einer mir neuerdings von Tokio aus zugegangenen Mittheilung hat ein Assistent des Herrn Brauns in der Nähe von Okatzu neun Ammoniten gesammelt. Der Fundort scheint also nicht gerade unergiebig zu sein, wenn auch die Exemplare ein und derselben Species angehören sollten. Leider ist der Erhaltungszustand dieser Versteinerungen ein derart unvollkommener, dass auf interessante und weittragende Ergebnisse einer Untersuchung der Formen kaum gerechnet werden kann.

Die für die Altersfrage bedeutungsvollste Versteinerung der japanesischen Trias ist die *Monotis*. Durch das Vorkommen dieser kosmopolitischen Form gewinnen wir einen vollständig sicheren Anhalt zur Ermittlung der Stellung der Schichten. Es sind die japanischen Triasablagerungen wenigstens zum Theil vom Alter der Hallstätter Schichten; sie gehören also zur oberen alpinen Trias. In der japanischen Trias haben wir, was die nördliche Halbkugel betrifft, das am Weitesten nach Osten vorgeschobene Vorkommen der oberen alpinen Trias, deren enorm weite Verbreitung durch den Nachweis derselben in Kleinasien, im Himalaya, auf Neuseeland, in Sibirien, auf Spitzbergen,

---

[1]) Mittheilungen der deutschen Gesellschaft für Natur- und Völkerkunde Ostasiens. 20. Heft, S. 440 Vorläufige Notizen über Vorkommnisse der Juraformation in Japan von Dr. D. Brauns.

[2]) Naumann: Ueber das Vorkommen der Kreideformation auf der Insel Yezo (Hokkaido) in den Mittheilungen der deutschen Gesellschaft etc., Heft 21, S. 28.

in der amerikanischen Sierra Nevada durch die geologischen Entdeckungen neuester Zeit festgestellt worden ist, vor uns. Die Uebereinstimmung der japanischen *Monotis salinaria* mit der neuseeländischen mag darauf hindeuten, dass die beiderseitigen Gebiete eine Provinz bilden, dass die japanischen Ablagerungen zu den neuseeländischen in engerer Beziehung stehen, als zu den ostindischen, welche letztere wieder eine Provinz mit den europäischen Gebieten bilden dürften.

Was die Gesteine betrifft, die am Aufbau des japanischen Triassystems Antheil nehmen, so sind dieselben Sandsteine, Conglomerate, Sandsteinschiefer, Thonschiefer, Kalke und Kalkschiefer. Die Sandsteine sind meist von grauer bis grüner Farbe, ziemlich fest, feinkörnig bis dicht, nicht selten kalkig, oft von ganz grauwackenartigem Habitus. Letzere Eigenschaft verdient insofern noch besondere Hervorhebung, als das Gestein der neuseeländischen Monotisbänke als „ein bald licht, bald dunkel gefärbter, mehr oder weniger eisenschüssiger Sandstein" bezeichnet wird, „der mit dem rheinischen Spiriferen-Sandstein grosse Aehnlichkeit besitzt[1]). Conglomerate treten nur untergeordnet auf. So zeigt sich z. B. eine Conglomeratlage auf dem Wege von Okatzu nach Ohama; das Gestein ist sehr fest und enthält schön gerundete Rollstücke von Haselnuss- bis Faustgrösse, die meist aus Sandstein bestehen, während Schiefereinschlüsse ganz fehlen. Sandsteinschiefer bilden den Uebergang vom Sandstein zum Thonschiefer, der für das japanische Triassystem ausserordentlich charakteristisch ist und an seiner Zusammensetzung den Hauptantheil nimmt. Die Farbe des Schiefers ist blaugrau bis blauschwarz; die Wetterflächen nehmen eine durch Eisenoxyd bedingte warme Ockerfärbung an. Sie zeichnen sich aus durch ihre hochgradige Spaltbarkeit. In Folge dessen sind sie technisch von Werth, umsomehr, als die Schiefersubstanz sehr fein und homogen ist und die Schiefer- und Spaltflächen immer sehr eben und glatt herauskommen. In der Bucht von Okatzu werden die Schiefer denn auch durch einen lebhaften Steinbruchbetrieb gewonnen und zu Schreibtafeln verarbeitet. Es sind hier in den zahlreichen Brüchen, die sich auf nicht weniger als vier Gesellschaften vertheilen, 200 Arbeiter beschäftigt, während in Okatzu selbst 300 Frauen und Kinder das Abschleifen der Platten besorgen. Nach diesen Zahlen stellt man sich den nach allen nur denkbaren Richtungen Verbesserungen erheischenden Betrieb wohl leicht viel grossartiger vor, als er es wirklich ist; denn die Hilfsmittel sowohl wie die Einrichtungen sind von der primitivsten Art. Die dünnsten Platten, welche geschnitten werden, sind 1.75 Millimeter dick (bei einer Grösse von 45 × 30 Centimeter); die grössten Platten (1.8 × 1.05 Meter) haben eine Dicke von 7 Millimetern. Eine sehr charakteristische Eigenthümlichkeit der japanischen Triasthonschiefer ist die transversale Schieferung, die sich in der Regel in mehreren Richtungen mit grösster Regelmässigkeit ausprägt. An aufgerissenen Hängen kündigt sich diese Erscheinung immer durch in verschiedenen Richtungen ansteigende grosse, treppenförmige Absätze

[1]) Reise der Novara, II. Theil, S. 19.

an. Bei Yokogawa bestimmte ich an ein und derselben Stelle folgende Richtungen:

1. N. 60 O. 78 NW.
2. N. 45 O. 70 NW.
3. N. 15 O. 20 NW.
4. N. 50 W. 90° —

Eine dieser Richtungen muss der Schichtung entsprechen und kann den in der Nähe angestellten Beobachtungen zufolge die zweite Angabe als der Schichtung zukommend angenommen werden. Die angeführten Messungen sind von Bedeutung für die Aufklärung der Lagerungsverhältnisse; die Streichrichtungen 1 und 3 entsprechen ungefähr dem Durchschnittsstreichen der in der Nähe des Kitakamizweiges aufgeworfenen Falten. Streichrichtung 4 correspondirt mit der weiter nordwärts ausgeprägten Streichrichtung der Schichten und Falten. Die Triasthonschiefer sind in den meisten Fällen kalkhaltig, doch steigt der Kalkgehalt wohl nie bis zu dem Grade, um die Bezeichnung als Mergelschiefer zu rechtfertigen.

Das neuseeländische Triassystem setzt sich der Hauptsache nach aus „dünngeschichteten, theils röthlich, theils grün gefärbten Thonschiefern" zusammen. Hochstetter sagt weiter über diese von ihm mit dem Namen Maitaischiefer belegten Gesteine: „Einzelne Lagen sind so ausgezeichnet dünnschiefrig und ebenflächig, dass sie sich zu Dachschiefern eignen würden. Manche Lagen sind auch etwas sandig, andere kalkig[1]). Es stimmen also die neuseeländischen Schiefer in vielen wesentlichen Punkten mit den japanischen überein, wobei noch der Umstand ins Gewicht fällt, dass die Schiefer wie in Japan die Rolle des Hauptgesteines des Systems spielen. Zieht man nun ausserdem in Betracht, dass die neuseeländische Trias neben dem Schiefer noch Sandsteine (Richmondsandstein), Kalke und Kalkschiefer enthält, dass die neuseeländischen Sandsteine den japanischen in ihrer Beschaffenheit zu entsprechen scheinen, und dass der Triaskalk auf Neuseeland nur als untergeordnetes Glied des Systems auftritt, so gelangt man zu dem wichtigen Ergebniss, dass die neuseeländische und die japanische Trias auch in lithologischer Beziehung ein gleiche Entwickelung aufweisen.

In dem japanischen Triasgebiete treten verschiedenorts Eruptivgesteine auf. Weiter oben hat der zwischen Isadomaye und Iriyamura auftretende Diorit bereits Erwähnung gefunden. Ich bin noch im Zweifel, ob dieser Diorit älter oder jünger als die Trias ist und möchte mich eher zu der ersteren Annahme bekennen. Wie erwähnt, tritt dieser Diorit mit Quarzschiefer zusammen auf, die mit den azoischen Quarzschiefern des Iwateken identisch sein dürften. In Folge gleichzeitigen Auftretens dieser beiden Gesteine ist die Altersfrage nicht so leicht zu entscheiden. Ausser dem Diorit erscheint in dem gleichen Gebiete ein dunkelgraues Eruptivgestein, in Form schöner Gänge in

---

[1]) Reise der Novara, I. Theil, 227.

den Quarzschiefern aufsetzend; dieses Gestein hat porphyritisches Aussehen. Kann es augenblicklich nicht mit Sicherheit angegeben werden, ob ein Eingreifen dieser eruptiven Gebilde in die Triasablagerungen wirklich stattfindet, so lässt sich mit ziemlicher Bestimmtheit feststellen, dass dies in Bezug auf ein anderes Vorkommen wirklich der Fall ist. Kurz vor dem Kamayatoye steht auf dem Wege von Yokogawa nach Okatzu an verschiedenen Stellen ein krystallinisches Gestein an, das durch schöne Hornblendekrystallchen ausgezeichnet ist. Es hat vollkommen das Aussehen eines Diorites, ist aber von dem grosskörnigen Diorite der Gegend von Isadomaye verschieden. Das Vorkommen ist von beschränkter Ausdehnung. In der Nähe haben die Schiefer eine mehr blätterige Beschaffenheit, überhaupt ein metamorphisches Aussehen. Diesen Beobachtungen zufolge erscheint also die Gangnatur des Kamayatoyediorites, sein gangförmiges Auftreten in den Triasschichten, zur Genüge klar gestellt.

Die Lagerungsverhältnisse der japanischen Trias sind schon mehrfach berührt worden. Die Schichten sind durch den Horizontalschub zu mächtigen Falten gestaucht, und zwar durch in verschiedenen Richtungen in Wirksamkeit getretene Bewegungsursachen. Nach Norden zu werden die Lagerungsverhältnisse complicirter. Während in der Nähe des Kitakamizweiges und wohl auf der ganzen Triashalbinsel südlich daran die Falten einen einfachen Bau zeigen, setzt die Streichrichtung nordwärts von Mitobe in eine nordwestliche um und scheint dann bis Kisennuma hinauf dieselbe zu bleiben. Bei Entwurf des diese Arbeit begleitenden geologischen Durchschnittes dienten als Anhaltspunkte: die directen Messungen der Schichtenstellung, die Terrainverhältnisse sowie die Stellung der Kalke und der versteinerungsführenden Sandsteine und Schiefer. Die Kalke bei Mitobe enthalten keine organischen Reste; dennoch dürften sie den Trochitenkalken von Naburi entsprechen, da das Vorkommen durch eine einigermassen bedeutende Mächtigkeit ausgezeichneter Kalkbänke in dem ganzen Triasgebiet zu den Seltenheiten gehört. Die Ammonitenschiefer sollen in der Nähe von Okatzu vorkommen. Sie liegen meinem Dafürhalten nach in ein und demselben Horizont mit den Monotisbänken von Isadomaye. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind die Falten südlich vom Kitakamizweige steiler und dichter gestellt. Für das Kitakamithal selbst habe ich die Faltensenkung, als so hoch wie in dem Durchschnitt verzeichnet, annehmen zu müssen geglaubt, weil im Kitakamithale und auf dem Wege vom Kitakamithale nach dem Kamayatoye Kalkschichten sicher vollständig fehlen. Zwischen Mitobe und Maiya setzen sich die Falten um, so dass hier eine Muldenbucht gebildet wird. Nach dem glaube ich annehmen zu dürfen, dass der Schichtenbau bis Tsukidate hinauf und darüber hinaus in einer wellenförmigen Faltung mit dem Streichen NWSO. besteht. Was den Schichtenbau betrifft, so zeigen sich die Schiefer fast allenthalben wechsellagernd mit den Sandsteinen; die Trochitenkalke, die Ammonitenschiefer und die Monotis-Schiefer und Sandsteine treten in den oberen Niveaus des Systems auf. Die Mächtigkeit des ganzen Systems mag 3200 Meter betragen.

Als ich nach Durchforschung eines guten Theiles der Centralkette und der westlich von dieser gelegenen Regionen etwa unter $39^{1}/_{7}{}^{0}$ N. B. aus dem Hauptgebirge heraustretend, wieder in die reich gesegneten Gefilde des Kitakamithales niederstieg, hoffte ich auf der anderen Seite des Flusses die Triasgebilde wiederzufinden; ich glaubte sogar, auf Grund der sehr beträchtlichen, hier eintretenden Verbreiterung der Insel nach Osten hin eine Combination der Trias mit einem jüngeren, nicht weniger interessanten System, vielleicht den von Yeno aus sich bis hierher fortsetzenden Kreideablagerungen, erwarten zu dürfen. Doch erwiesen sich alle diese Hoffnungen als trügerisch. Ueber dem Fluss drüben begegnete ich sehr bald Chloritschiefern, dann trat ein sehr zäher, feinkörniger Granit zu Tage, Phyllitschiefer — hier und da gefältelt — bekundeten von Neuem das Auftreten eines sehr alten Systems und dann führte der Weg über eine hoch ansteigende, ziemlich mächtige Serpentinmasse weg. Darauf erschienen drunten im Thale Quarzite und Kalkschiefer, und erst nach Durchmessung eines ausgedehnten Granitgebietes mit grossen Thalweitungen und flachen Bergen, erst an der Flanke des etwa 5 Ri von dem (durch seine Eisenwerke bekannten) Hafen Kamaishi entfernten, steil und hoch emporsteigenden Bergrückens stiess ich auf jungen Thonschiefer und Trochitenkalke, die sich denn auch auf der anderen Seite des Rückens anstehend zeigten. Die in diesen Kalken enthaltenen Reste sind leider sehr unvollkommener Erhaltung. Auf der Höhe vor Kamaishi, die zwischen den beiden Kalkvorkommnissen liegt, steht ein sehr feinkörniges, krystallinisches Gestein an, wahrscheinlich zu den Dioriten gehörig. Nordwärts nun spielen Quarzschiefer eine ungemein wichtige Rolle. Dieses nördlichere Gebiet ist seiner hochinteressanten Eruptivgesteine wegen, die an vielen Punkten in Form deutlicher und in einigen Fällen geradezu prachtvoller Gänge aufsetzen, in petrographischer Beziehung vielversprechend. Es scheint, als ob die erwähnten Kalk- und Schiefervorkommnisse der Gegend vor Kamaishi die äussersten nördlichen Ausläufer der in dieser Abhandlung besprochenen Triasablagerungen bildeten.

Wenn die Entdeckung triadischer Ablagerungen in Japan ein allgemeines Interesse beanspruchen darf, so ist sie wohl in allererster Linie von Bedeutung für die geologische Durchforschung des Landes selbst. Es unterliegt nicht dem mindesten Zweifel, dass gleichalterige Schichtengruppen noch an vielen Punkten des Landes nachzuweisen sein werden. Es ist allerdings nicht zu erwarten, dass man den erwünschten Anhalt immer durch versteinerungsführende Schichten gewinnt, doch sind die Gesteine, und ganz besonders die Thonschiefer, so charakteristischer Natur, dass man schon an der Hand photographischer Beobachtungen sehr weit zu kommen vermag. Im südlichen Theile des Yamayataken traf ich diese Schiefer an, von so durchaus analoger Beschaffenheit mit den Triasschiefern von Miyaye, dass ein Zweifel über das Vorkommen der Trias in jener Gegend, also westlich von dem Centralgebirge nicht zu rechtfertigen sein würde. Anstehend habe ich die Schiefer sonst nirgends weiter gefunden, doch konnte ich sie in den Geröllen vieler Bäche, in einigen Fällen dem Centralgebirge selbst entstammend, nachweisen. Unter der Voraussetzung, dass der

japanische Hemmschuh die planmässigen Arbeiten des geologischen Instituts nicht zu sehr beeinflusst, darf man für die nächste Zeit die eingehendere Feststellung der Verbreitung des japanischen Triassystems durch die in ihrem Fortschreiten hoffentlich bald auf Nordjapan ausdehnbaren speciellen Aufnahmen erwarten.

Neue Funde von Ursus spelaeus im Dachsteingebiete.

Von **Franz Kraus.**

Mit einer Tafel (Nr. XI).

Schon zu wiederholten Malen hatte ich es versucht, die in Fachkreisen bisher unbeachtet gebliebenen zahlreichen Höhlen des Dachsteinplateaus zu besichtigen, der Versuch missglückte aber stets in Folge der Ungunst der Witterung, und erst im heurigen Sommer gelang es mir, in eine Anzahl von mehr oder minder bedeutenden Höhlen einzudringen.

Die Höhlen befinden sich im Dachsteingebiete vorzüglich in dem das sogenannte Dachsteinplateau bildenden Theile, und zwar zumeist an den Rändern desselben. Das Plateau ist ein hochinteressantes Karstterrain mit allen denkbaren Karsterscheinungen. Dasselbe ist durch die Ausläufer des hohen Dachstein (Hohes Kreuz und Ochsenkogel) in zwei ungleiche Theile getheilt, von denen der östliche, der Stein genannt, am Passe im Stein nächst dem Grimming endet, während der westliche (Gosauer-Stein genannt) sich bis in das Gebiet des Gosauthales hinzieht.

In beiden Theilen gibt es Höhlen, von denen aber nur die Wenigsten eigene Namen besitzen. Im Gosauer-Stein ist die Eishöhle im Langthalkogel die interessanteste. In deren Nähe befinden sich noch andere Höhlen mit Resten von Winterschnee oder mit gefrorenen Wasserreservoirs. Das eigentliche Gerippe des Dachsteins ist höhlenarm. Als Fundplatz ist der östliche Theil der wichtigste, weil dort nunmehr die Existenz von zahlreichen Resten von *Ursus spelaeus* durch meine heurigen Funde nachgewiesen ist.

Ursprünglich hatte ich grosse Hoffnungen auf eine in der Bärenwand gelegene Höhle gesetzt, die unter dem Namen Bärenloch ziemlich bekannt ist, denn ich hatte gehofft, dass der Name „Bärenloch“ auf Funde von Bärenknochen hinweise, wurde aber durch diese Höhle arg getäuscht, indem ihr Name mehr versprach als er hielt. Wenn im Bärenloch wirklich Knochen enthalten sind, so können sie nur an einer Stelle liegen, die durch Deckenbrüche so sehr mit Blöcken angeschüttet ist, dass an eine Nachgrabung nicht gedacht werden kann. Das Bärenloch ist übrigens eine der bedeutendsten unter den zugänglichen Höhlen des Dachsteinplateaus.

Besserer Lohn wurde mir im sogenannten „Schottloch", welches nahe unter dem Gipfel des „Kufsteines" [1]), ungefähr zwischen der Starnalpe und den Grafenbergerseen in einer niedrigen Wand liegt. Der Zugang ist nicht schwierig, dagegen kann man nur kriechend in die Höhle gelangen, deren erster, gangartiger Theil mit grobem Schutte so weit ausgefüllt ist, dass bis zur Decke nur mehr ein Raum von 80 bis 100 Centimeter übrig bleibt, der an einer Stelle durch einen grossen Block noch wesentlich verengt wird. Hinter dieser ziemlich horizontal verlaufenden Röhre erweitert sich die Höhle zu einer zwei Meter breiten Kammer, in welche zahlreiche Wasserröhren von obenher münden.



Das „Schottloch" auf dem Kufstein.

Diese Kammer enthielt in ihrem vorderen Theile übereinandergeschichtete Blöcke, untermischt mit braungelbem Höhlenlehm und im rückwärtigen Theile Höhlenlehm ohne Gesteinsbrocken. Der rückwärtige Theil fällt gegen das Ende der Höhle zu ab, und es liegen hier die meisten Knochen, wie der Augenschein es lehrt, zusammengeschlämmt und wirr durcheinander.

Im Hintergrunde durchsetzt ein Loch die Schichte des knochenführenden Lehms, und dieses dürfte in tiefere Klüfte hinabreichen, durch welche die Sickerwässer, die stets in reicher Menge in die Höhle dringen, ihren Abfluss finden. Dadurch werden zeitweise Knochenstücke blosgelegt, und fallen in die Tiefe hinab, weshalb gerade an dieser reichsten Fundstelle die Knochenreste sehr untereinandergemischt erscheinen.

Durch das zeitweise Abschwemmen der Oberfläche des Höhlenlehmes so wie durch häufiges Graben der Sennerleute, die für das Alpenvieh die weisse Bergmilch (in loco „wilder Schotten" genannt) in der Höhle sammeln, findet man auch an der Oberfläche oder nahe unter derselben Knochenreste, von denen mir einzelne Oberkieferstücke mit Stirnbeinfortsätzen sofort gestatteten, die Fundstätte als eine solche mit Resten von *Ursus spelaeus* zu bestimmen.

Um die vermöge der Lage des Fundortes interessanten Fundstücke vor weiterer Verschleppung und Zersplitterung zu retten, ordnete ich sofort eine Ausgrabung an, für die ich dem renommirten Dachsteinführer Karl Fischer die nöthigen Instructionen in der Höhle selbst

[1]) Der Kufstein selbst kann der südlichen Randeinfassung des Dachsteinstockes zugezählt werden, und er liegt ungefähr in der Richtung nördlich der Eisenbahnstation „Haus". Seine Höhe dürfte zwischen 1600 und 1800 Meter betragen.

ertheilte. Derselbe grub in dem sehr beschränkten Raume mit noch einem Gehilfen durch 14 Tage und das Resultat dieser Arbeit, die nicht die ganze knochenführende Schichte erschöpfen konnte, liegt nunmehr in der nachfolgenden Liste der Fundstücke vor, die sonderbarer Weise ausschliesslich aus Resten von *Ursus spelaeus* bestehen, von denen einige deutliche Nagespuren von Schneidezähnen, andere jene merkwürdigen tiefen kreisrunden Eindrücke zeigen, die nur von den Fangzähnen grosser Thiere herrühren können, die schon Hofrath von Hochstetter in der Beschreibung seiner Funde in der Kreuzberghöhle erwähnt.

An einigen Stücken ist die Entstehungsursache durch einen gewaltigen Druck dadurch erkennbar, dass noch Splitter der Knochenoberfläche in das Loch hineingepresst sind, während einige andere Stücke die deutlichen Marken der Gegenzähne an der entgegengesetzten Seite des Knochens zeigen.

Die meisten Knochen waren zersplittert, und insbesondere die Zusammensetzung der zahlreichen Schädeltrümmer erforderte eine mühevolle und langwierige Arbeit, bei welcher ich durch zeitweise Mithilfe der Herren Professor Hoernes, Dr. Teller und Szombathy unterstützt wurde. Es gelang mir zwar nicht ein ganzes Skelett aufzustellen, weil das Materiale all zu lückenhaft ist, dagegen konnte ich einen interessanten Schädel so weit restauriren, um die vollständige Contour desselben vorführen zu können.

Die Abbildung in Taf. XI zeigt dieses, durch die ganz abnorme Stellung des Stirnbeines auffallende Exemplar. Die Versuchung, daraus eine neue Species zu creiren liegt sehr nahe, dessenungeachtet glaube ich diese Form nur dem hohem Alter des Individuums zuschreiben zu dürfen, indem es ja bekannt ist, dass die Schädel der Höhlenbären in den verschiedenen Altersstufen auffallend variiren. Auffallend aber bleibt es, dass nicht alle Schädel den gleichen Stirnwinkel besitzen, und dass selbst die jüngeren Individuen in Bezug auf ihre Schädelform von jenen Bärenschädeln sich unterscheiden lassen, die von anderen Fundstellen bisher bekannt sind. Drei von den Schädeln dürften in eine Gruppe gehören, während der vierte dem gewöhnlichen Höhlenbären in Bezug auf Form bedeutend näher steht. Zwei Schädel von ausgewachsenen Thieren tragen die Spuren von Bissen an sich und waren total zertrümmert, wesshalb ihre Reconstruction sehr schwierig war.

Im nächsten Jahre hoffe ich durch vollständige Ausräumung des Höhleneinganges ein ausgiebigeres Resultat, sowie eine Ergänzung des heurigen Materiales zu erzielen, und behalte bis dahin die ersten Fundstücke in meiner Verwahrung, was aber nicht verhindern soll, dass dieselben Fachmännern jederzeit zur Disposition bleiben werden.

Liste der Fundstücke.

Schädel, nahezu vollständig, von vier Individuen, mit *A*, *B*, *C* und *D* bezeichnet.

A (siehe Tafel XI) aus Bruchstücken zusammengeklebt. Fehlend: die Incissiven oben und unten, der rechte Eckzahn oben, der vorderste Backenzahn oben und unten beiderseits, der rechte Jochbogen

und ein Theil des linken, Mittelstücke der Scheitelbeine links und rechts, der obere Theil des Hinterhauptbeines, der vordere Theil des Grundbeines.

Der dazu gehörige Unterkiefer, sowie der Oberkiefer zeigen Zähne mit ziemlich abgekauten Flächen. Altes Individuum. Dieser Schädel ist ausgezeichnet durch die ungewöhnliche Steilheit der Stirnbeine und durch die Tiefe der Nasenwurzel.

B von einem jungen Individuum, die Nähte noch nicht verwachsen, der Schädel, im ganzen Zustande, bis auf die Jochbogen vollständig sammt dazu passendem Unterkiefer gefunden. Fehlend: die oberen und unteren Incissiven und der linke obere Eckzahn, so wie beide Jochbogen. Frontale ziemlich steil, was zur Annahme berechtigt, dass dieses Individuum der Form *A* zuzuzählen ist.

C Schädel ohne Unterkiefer, aus vielen Bruchstücken zusammengesetzt. Von Zähnen sind vorhanden: die drei rechten Backenzähne und der letzte linke. Das linke Jochbein ist beschädigt, das rechte nur zum Theile vorhanden. Die Occipetalcrista fehlt, ebenso Theile des Grundbeines. Der Knochenbau ist kräftig. Altes Individuum mit abgekauten Zähnen von etwas kleineren Dimensionen als *A*. Dieser Schädel könnte möglicher Weise in Folge der Elevationsverhältnisse des Frontale dem Weibchen des Individuums *A* angehören.

D Schädel mit Unterkiefer, aus Bruchstücken zusammengesetzt, mit runden Löchern, vorzüglich in der Gegend der Scheitelbeine und des Frontale. Das Nasenbein, das linke Stirnbein und das linke Scheitelbein sind stark verletzt. Die Jochbogen fehlen. Von Zähnen fehlen die beiden vordersten oberen Backenzähne und der linke untere Eckzahn, sowie sämmtliche Incissiven.

Dieser Schädel zeigt in Folge des sanftwellig abgedachten Frontale und des abweichenden Baues der Schnauze eine von den vorerwähnten Schädeln merklich verschiedene Form.

Schädelfragmente von 14 nachweisbaren Individuen, darunter befinden sich ein Hinterhaupt mit zwei runden Löchern, wie bei Individuum *D* im oberen Theile des linken Scheitelbeines. Diese Fragmente bestehen in:

1 Schnauze und wahrscheinlich dazu gehörigem Hinterhaupte. An der Schnauze drei rechte Backenzähne (nicht abgekaut).

1 rechtsseitiger Schnauzentheil mit fast vollständigem Gaumen und einem Theile der linken Schnauzenwand. Mit drei rechten und zwei linken Backenzähnen und dem rechten Eckzahne (nicht abgekaute Zähne). Sehr kräftiger Knochenbau.

1 fast vollständige Schnauze mit daran passendem Frontale. An der Schnauze der linke Eckzahn und der erste rechte Backenzahn (nicht abgekaut).

1 linke Schnauze mit der Vorderhälfte des Jochbogens.

1 Gaumentheil mit Zahnalveolen von einem halbausgewachsenen Individuum.

1 Hinterhaupt und zwei Schnauzenfragmente von einem sehr jungen Individuum (grösster Breitendurchmesser des Hinterhauptes

10·4 Centimeter). Im linken Oberkiefer das Bruchstück eines Milchzahnes.

1 Hinterhaupt mit einem Theile des Frontale von einem sehr jungen Individuum. Die Knochen viel dünnwandiger als beim vorerwähnten. Grösster Breitendurchmesser, an den Scheitelbeinen gemessen, 9·9 Centimeter, Länge vom Frontale bis zum Hinterhaupte 9·4 Centimeter.

3 linke, 4 rechte } Scheitelbeine von sehr jungen Individuen.

Zahlreiche kleinere Schädelfragmente.

G a n z e U n t e r k i e f e r ausser den bei den Schädeln bereits angeführten 3 vollständigen Exemplaren noch weitere

3 vollständige Unterkiefer von ausgewachsenen Individuen. Davon eines mit abgekauten Backenzähnen.

H a l b e U n t e r k i e f e r *R.* 1 Exemplar vollständig von einem grossen Individuum, mit den zwei letzten nicht abgekauten Backenzähnen und dem Eckzahne.

1 Exemplar, beschädigt mit einem Eckzahn von einem grossen Individuum.

6 fragmentarische, auf mindestens fünf ausgewachsene Individuen hindeutend.

5 unvollständige, von eben so vielen ganz jungen Individuen. Zwei davon mit je einem Milchzahne.

H a l b e U n t e r k i e f e r *L.* 5 Exemplare theilweise fast vollständig von fünf grossen Individuen, darunter 2 mit etwas abgekauten und 3 mit noch nicht abgekauten Backenzähnen. Sämmtlich mit Eckzähnen. Die Distanz vom Rande der Alveole des vordersten Backenzahnes bis zum Eckzahne ist bei sonst annähernd gleicher Länge der Kieferhälften wesentlich verschieden.

2 Fragmente von grossen Individuen, eines davon mit unabgekautem letzten Backenzahne.

1 stark beschädigtes Exemplar von einem halb ausgewachsenen Individuum mit Eckzahn. (Länge der Backenzahnreihe 9 Centim.)

1 Exemplar, fast eben so gross, von einem jungen, im Zahnwechsel begriffenen Individuum. (Länge der Backenzahnreihe 9·4 Centim.) Der Eckzahn ist eben im Hervorbrechen begriffen.

2 Exemplare von ganz jungen Individuen mit Milchzähnen. (Länge der Backenzahnreihe 8·1 Centim.)

1 Fragment von einem ganz jungen Individuum. Unbestimmbare Unterkieferfragmente 8 Stück.

Durch eine Vergleichung der Schädelbestandtheile ist es gestattet, auf die Anwesenheit von ungefähr 20 ausgewachsenen, 2 halbausgewachsenen und 9 jungen Individuen im Schottloch zu schliessen.

L o s e Z ä h n e. 3 Eckzähne des Unterkiefers, darunter einer mit Höhlung am unteren Ende.

7 Incissivzähne, darunter ein auffallend zart gebauter.

9 Backenzähne, zwei darunter mit zusammengewachsenen Zahnwurzeln.

1 halber Backenzahn.

3 Fragmente von Eckzähnen (Milchzähnen).
11 diverse Milchzähne.
1 Fragment eines Milchzahnes.

Wirbel.

Atlas von 9 grossen Individuen. Grösster Querdurchmesser der drei unbeschädigten Exemplare 17, 16, 13·4 Centimeter.

Epistropheus, 5 Stück von 4 grossen und einem ganz jungen Individuum. Davon zwei grosse Exemplare ganz unbeschädigt, vom kleinen fehlt der untere Theil. Länge vom Ende des Umdrehers bis zum entgegengesetzten Ende des Corpus 8·4 bis 7·3 Centimeter. Der kleinste ist nicht messbar.

3 bis 6 Halswirbel. 19 Stück, davon viele stark beschädigt und 3 Stück fragmentarisch.

7. Halswirbel 5 Stück.

8. Wirbel oder 1. Brustwirbel 2 Stück.

9. oder 2. Brustwirbel 2 Stück.

10.—15. oder 3.—8. Brustwirbel 38 Stück grosse und 1 sehr kleiner.

16.—22. oder 9.—15. Brustwirbel 17 Stück.

23.—27. oder 1.—5. Lendenwirbel 32 Stück.

Ausserdem noch einige unbestimmbare Wirbelfragmente. Der Erhaltungszustand sämmtlicher Wirbel ist ein sehr ungleicher. Einzelne Stücke sind vollkommen erhalten, die meisten jedoch stark beschädigt, selbst mit deutlichen Bissspuren.

Beckenknochen, 17 Stück. Davon 1 Becken fast vollständig, von einem nicht vollständig ausgewachsenen Individuum.

1 Fragment von *R* mit *Os sacrum* von einem sehr grossen Individuum.

7 Fragmente von *R* von grossen und 1 Fragment von *R* von einem kleinen Individuum, 5 Fragmente von *L* von grossen und 2 Fragmente von *L* und eines von *R* von ganz jungen Individuen, ferner 1 unbestimmbares Fragment. Von den grossen Fragmenten trägt eines deutliche Bissspuren.

Schwanzwirbel, 1 Stück.

Schulterblätter *R*, 9 Stück von 8 grossen und 1 kleinen Individuum, sämmtlich fragmentarisch, das kleinste mit den geringsten Beschädigungen.

Schulterblätter *L*, 6 Stück von grossen Individuen, sämmtlich fragmentarisch.

Brustbeinstücke, 4 Stück.

Rippen (1. bis 15.), 76 Stück bestimmbare, worunter jedoch nur wenige vollständige, und zahlreiche unbestimmbare Bruchstücke, und 16 Fragmente von Rippen von ganz jungen Individuen.

Penisknochen, 10 Stück, darunter 3 vollkommen unverletzte.

Vordere Extremitäten.

Humerus L, 11 Stück, sämmtlich distale Hälften von 7 erwachsenen und 4 jungen Individuen, grösstentheils an den Kanten beschädigt,

ein Stück an beiden Enden deutlich benagt (in einer Weise, die an die Bissspuren der Hyänen erinnert), Länge unconstatirbar, grösste Breite von 11 bis 4·4 Centim.

Humerus L, Epiphyse (Caput), 1 Stück, grösster Breitendurchmesser 10·6 Centim.

Humerus R, 11 Stück von 6 grossen, 2 mittelgrossen und 3 ganz jungen Individuen. Ein grosser Knochen fast vollständig erhalten, am unteren Ende aber stark beschädigt, ein anderer grosser Knochen deutlich benagt. Die proximalen Epiphysen fehlen. Länge 36, 20, 13 Centim.

Humerus R, Epiphysen, 2 Stück im Breitendurchmesser von 9·6 und 7·6 Centim.

Ulna L, 10 Stück von 8 grossen und 2 ganz jungen Individuen. Davon 2 grosse Knochen vollständig. Grösste Länge 34, 31·5, 12 Centim. (Letzterer restaurirt circa 15 Centim.)

Ulna L, Capitulum von 1 kleinen Individuum.

Ulna R, 13 Stück von 9 grossen und 4 jungen Individuen. Davon 4 grosse Knochen vollständig erhalten. Länge 37, 35, 32, 13·5 Centim. (Letzterer inclusive der fehlenden Epiphysen circa 15 Centim.)

Ulna R Capitulum, 1 Stück von einem mittelgrossen Individuum.

Radius L, 13 Stück von 10 grossen, 1 mittelgrossen und 2 ganz jungen Individuen. Davon 5 grosse Knochen vollständig erhalten. Ein Stück mit grossen runden Bissspuren. Länge eines vollständigen Exemplares 28·7 Centim., eines zweiten ohne distaler Epiphyse 28·2 Centim. und des kleinsten ohne beiderseitigen Epiphysen 10 Centim.

Radius R, 7 Stück von 6 grossen und einem ganz jungen Individuum. Davon 3 Stück vollständig erhalten und 1 Stück durch Biss durchlöchert. Länge 29, 26·5 Centim.

Radius R, Epiphysen des distalen Endes 2 Stück von mittelgrossen Individuen.

Handwurzelknochen. *Scaphoideum lunatum* 4 *R* und 3 *L*
Os triquetrum 1 *L*
Os pisiforme 1 *R*
Os capitatum 1 *R*
Os hamatum 1 *R* und 1 *L*.

Mittelhandknochen

	1	2	3	4	5
L	2	9	11	3	3
R	4	—	3	4	7

und 2 unbestimmbare von ganz jungen Individuen.

Hintere Extremitäten.

Femur L 11 Stück, von 6 grossen, 1 halbgrossen und 4 ganz jungen Individuen. Davon 2 Stück vollständig erhalten, 1 Stück mit

deutlichen Benagungsspuren. Länge 40—36·5 Centim. und des kleinsten ohne Epiphysen 14 Centim.

Femur L, Epiphysen des distalen Endes, 3 Stück von grossen Individuen.

Femur R, 11 Stück von 5 grossen, 2 mittelgrossen und 4 ganz jungen Individuen, einige Stücke stark abgenützt (abgerollt oder sonstwie beschädigt). Länge 39, 25, 13·5 Centim. (Letzteres ohne Epiphysen gemessen).

Caput femoris, 5 Stück von 3·6 bis 5·6 Centim. Breitendurchmesser.

Tibia L, 11 Stück von 6 grossen, 2 halbgrossen und 3 ganz jungen Individuen. Davon 5 grosse Stücke vollständig erhalten und 1 Stück mit deutlichen Benagungsspuren. Länge 25, 12, 8·6 Centim. (Die beiden letzten Dimensionen ohne beiderseitige Epiphysen gemessen.)

Tibia R, 8 Stück von 5 grossen, 1 halbgrossen und 2 ganz jungen Individuen. Die grossen Knochen vollständig erhalten, von den kleinen fehlen sämmtliche Epiphysen. An einem grossen Knochen Benagungsspuren. Länge 26—25—9·8 Centim. Grösster Breitendurchmesser 9 Centim.

Fibula L, 11 Stück von 10 grösseren und 1 ganz jungen Individuum. Sämmtliche Knochen unvollständig. 1 Stück mit schwachen Bissspuren.

Fibula R, 6 Stück von 5 grösseren und 1 ganz jungen Individuum. 1 Stück davon vollständig erhalten. Länge desselben 23·6 Centim.

Patella 4 Stück.

Fusswurzelknochen.

Astragalus 6 *L* und 4 *R*.

Calcaneus 6 *L* und 7 *R*, davon 1 Stück von einem ganz jungen Individuum.

Scaphoideum 1 *L*.

Cuboideum 1 *R*.

Mittelfussknochen	1	2	3	4	5
L	—	1	5	5	5
R	—	—	2	4	5

Phalangen von sämmtlichen Extremitäten, 9 Stück der ersten, 2 Stück der zweiten Reihe und 7 Stück Krallen, letztere in der Länge von 4·9 bis 2·5 Centim.

Im Ganzen ungefähr 500 Stück. (Die unbestimmbaren Bruchstücke nicht mitgerechnet.)

Messungen*) an dem Schädel des Individuums *A*

(abgebildet auf Tafel XI).

Grösste horizontale Länge des Schädels 41 Cm.

Länge vom Vorderrande des *Foramen magnum* bis zu den Incissivalveolen 38·6.

Distanz vom hintersten Punkte des Occipetalkammes bis zu den Incissivalveolen 43.

Grösste Breite des Schädels vom Aussenrande der Jochbogen 26.

Länge des harten Gaumens 22·8.

Grösster innerer horizontaler Durchmesser der Nasenhöhle 4·3.

Grösste Breite des Frontale 13·8.

Schmälster Theil des Frontale an der Nasenwurzel 10·3.

Tiefe der Stirnfurche ober dem Nasenbeine 1·8. (Gemessen als horizontaler Abstand von der die hervorragendsten Punkte der Orbitalränder verbindenden geraden Linie.)

Distanz zwischen dem vordersten Backenzahne des Oberkiefers und dem Kronrande des Eckzahnes 3·7.

Desgleichen des Unterkiefers 5·9.

Höhe des Hinterhauptdreieckes 8 Cm. (Distanz des oberen Randes des *for. magn.* von dem hintersten Punkte der *Crista occ.*)

Höhe des Hinterhauptloches 3·5

Grösster Breitendurchmesser desselben 3·8

Höhe von der Mitte der Stirne zur Decke des Choanenausschnittes 16·6.

Distanz der Innenfläche beider foramina infraorbitaria 8·4 Cm.

Distanz vom untersten Theile des Jochbogens bis zur höchsten Elevation des Occipetalkammes 16 Cm. (Wegen Unvollständigkeit der Jochbogen zweifelhaft.)

Elevation von der Nasenwurzel bis zum höchsten Punkte des Frontale 10·2.

Grösste Gesammthöhe vom unteren Rande des Unterkiefers bis zum höchsten Punkte der *Crista* occ. 28 Cm.

Länge der Backenzahnreihe des Oberkiefers 9·4.

Länge der Backenzahnreihe des Unterkiefers 9·9.

Grösste Breite der Oberkiefer am Aussenrande der Alveole des 3. Backenzahnes 11·2.

Grösste Länge des Unterkiefers 29 Cm.

---

*) Im Interesse einer wünschenswerthen Conformität der Messungen habe ich mich wesentlich an jene Form und Ausdrucksweise gehalten, die von Herrn Professor J. N. Woldrich in seiner Beschreibung der Schädel-Dimensionen des *Canis familiaris intermedius* angewendet wurde. Die freundliche Mitwirkung des Herrn Professors J. N. Woldrich bei diesen Messungen glaube ich aus dem Grunde betonen zu sollen, um denselben den Werth der Authenticität zu verleihen.

Entfernung der Eckzähne des Unterkiefers am äusseren Kronrande 8·5.

Distanz der Spitzen der Eckzähne des Unterkiefers 9 Cm.

Höhe des Unterkiefers unter dem zweiten Backenzahne 7·1 Cm.

Höhe des Unterkiefers vom Winkel zum Oberrand der *Coronoid apophyse* 13·9.

Winkel an der Symphyse des Unterkiefers circa 65°.







Lith. Anst. v. F. Köke in Wien.

Verlag von Alfred Hölder k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhändler in Wien.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

Tafel II.

+ bei AQDERREH MIÂNÎ
Breite 36° 40′ 21″ N
Länge 47° 6′ 20″ O

ZENDJÂN : Breite 36° 39′ 54″ N.
Länge Greenwich 48° 29′ 13″ O.

Realgar Mine
Zarshûrân
Aqderreh Miânî
Blei
Aqderreh Pâîn
Tschiraqtepeh
Guleh Guleh
Tacht : Bilqîs
Zendan
Tacht. Soleiman
Babanazar
Aqbulagh
Hampâ
Tawîleh Gebirge
Saruk Fluss
Flussspath
Blei
Arghûn Geb.
Tuzlu
Gandjâbâd
Angûrân Fluss
Angûrân
Tuqlî
Girdjâneh Geb.
Girdtâdj Geb.
Tschamli Gul
Aqdâgh
Qala Djûgh
Tschutschekli
Yulghûnâghâtsch
Surmali Geb.
Hauzlû
Schehrek
Scherifkendi Fl.
Sultân muqaddem
Qawaq
Qaraderreh
Aqâghli
Sementi
Ibrahimâbâd
Qizil Uzein
Schahnischin Geb.
Tekkeh Qeyâsî
Rahimâbâd
Turbet
Damîrlû Bulmusch Bâsch
Qarabulâgh
ZENDJÂN
Zendjân Fl.
Âghâdjân Pireh
Silber
Murassa
Kawend
Gultepeh
Gulkendi
Qizil Getschi Fl.
Dehschîr
Duzkend
Aliqeyâsî

Scala
1 Zoll (engl.) = 4 miles (engl.)
1 : 253,400

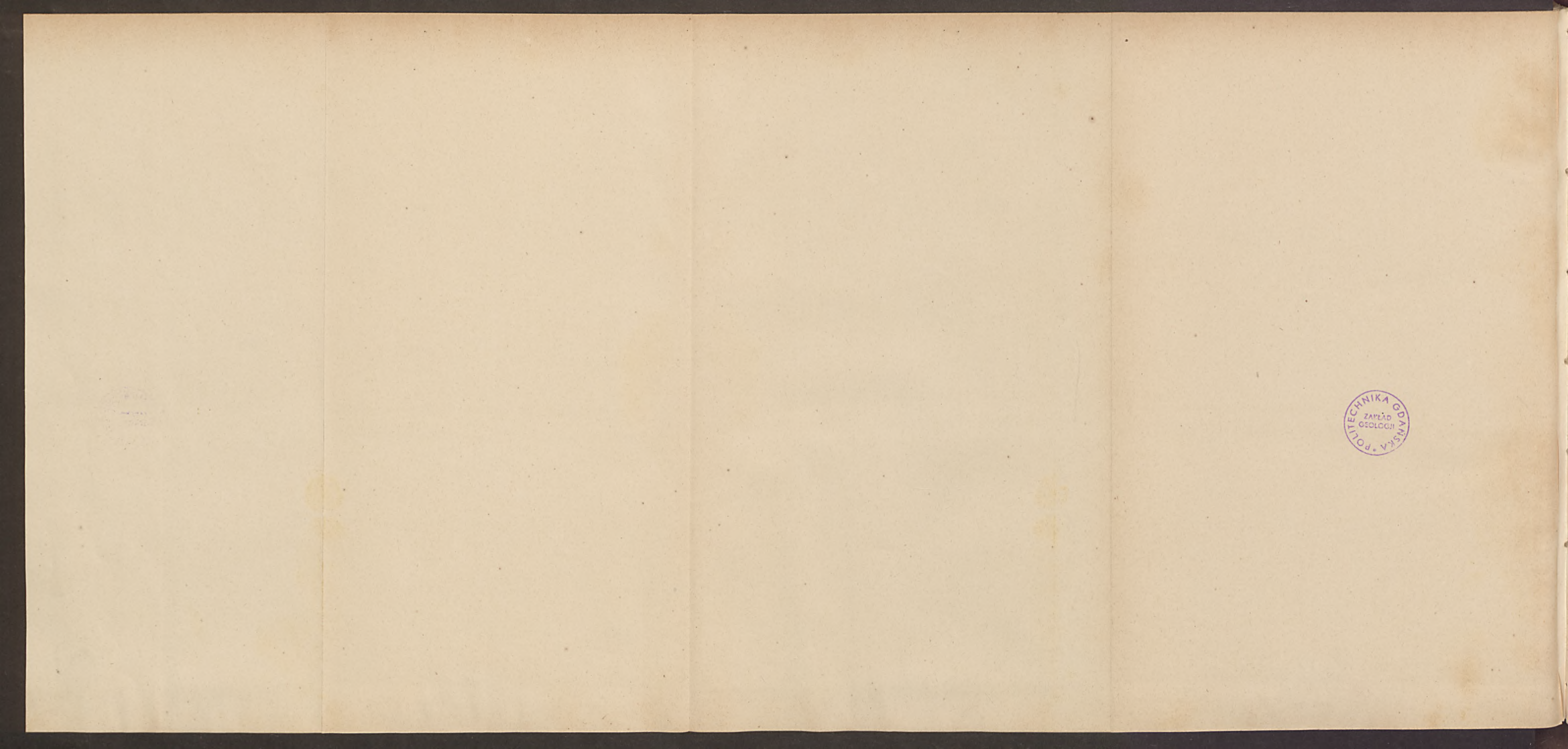
Yulghûn Aghâtsch — Qalah Djûgh — Tschamli Gol — Aqdâgh — Saruk Fluss — Tâwîleh Geb. — Tacht. Soleiman — Zendân — Guleh Guleh — Tschiraqtepeh — 6700 Fuss ü. d. Meere

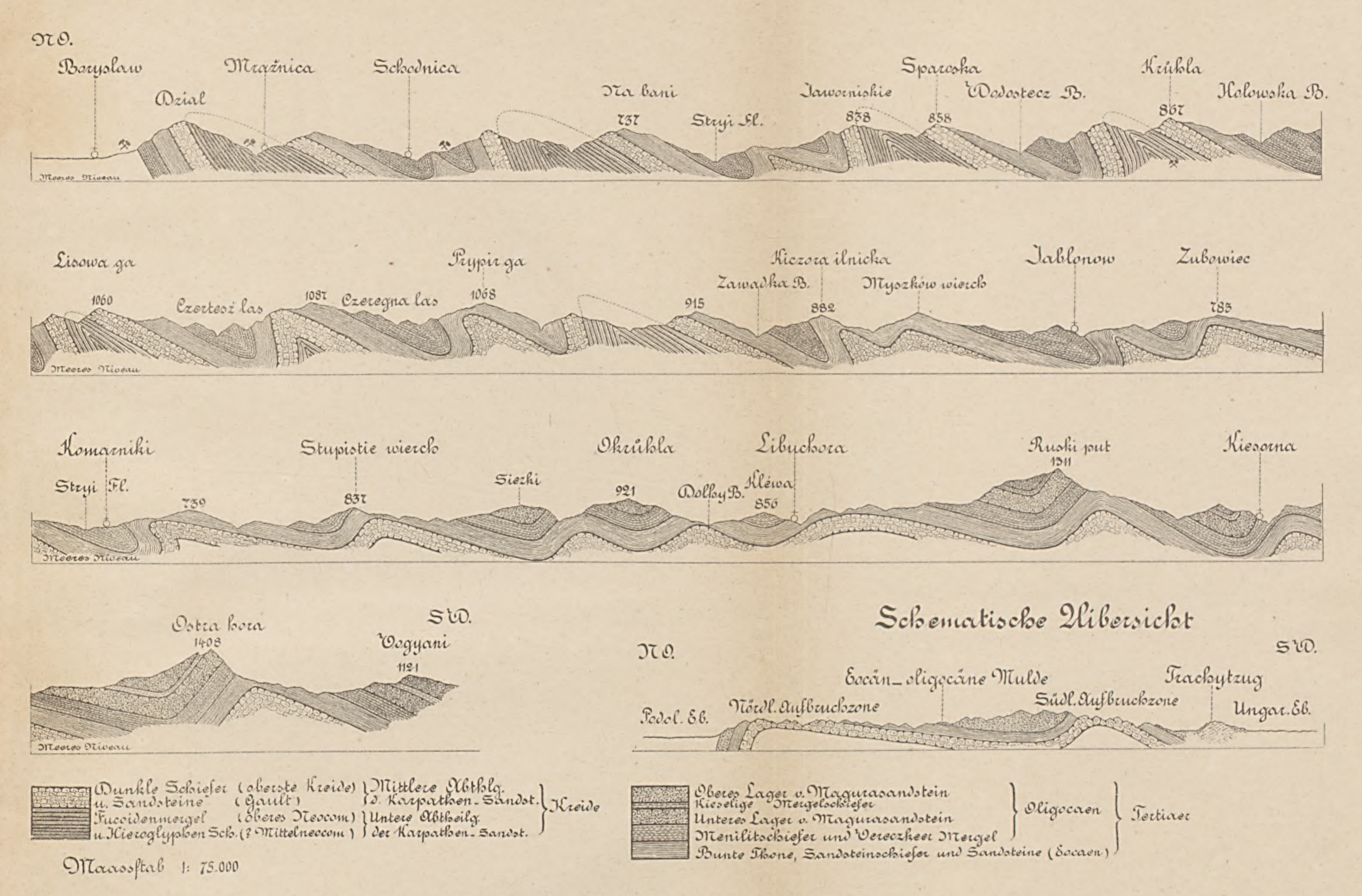
von TSCHIRACHTEPEH nach YULGHÛN AGHÂTSCH
Vertical 1 Zoll = 1000 Fuss, Horizontal 1 Zoll = 2 miles

Tacht : Bilqîs
Blei — Aqderreh Miânî — Aqderreh Pâîn — Realgar — Tschiraqtepeh — Tacht. Soleiman — Babanazar — Aqbulagh — Arghûn Geb. — Flussspath Bleimine — Gandjâbâd — Angûrân Fluss — Qaraderreh — Ibrahîmâbâd — Qizil Uzein — Duzkend — Aliqeyâsî — Turbet — Damirlu Bulmusch Basch — Dehschîr — Kawend — Gulkendi — Agha Djân Pireh — ZENDJÂN — 5500 Fuss ü. d. Meere

von ZENDJÂN nach AQDERREH Vertical 1 Zoll (engl.) = 4000 Fuss
Horizontal 1 Zoll (engl.) = 8 miles (engl.)

Verlag von Alfred Hölder k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler.
Lith. geogr. Inst. v. F. Köke, Wien.

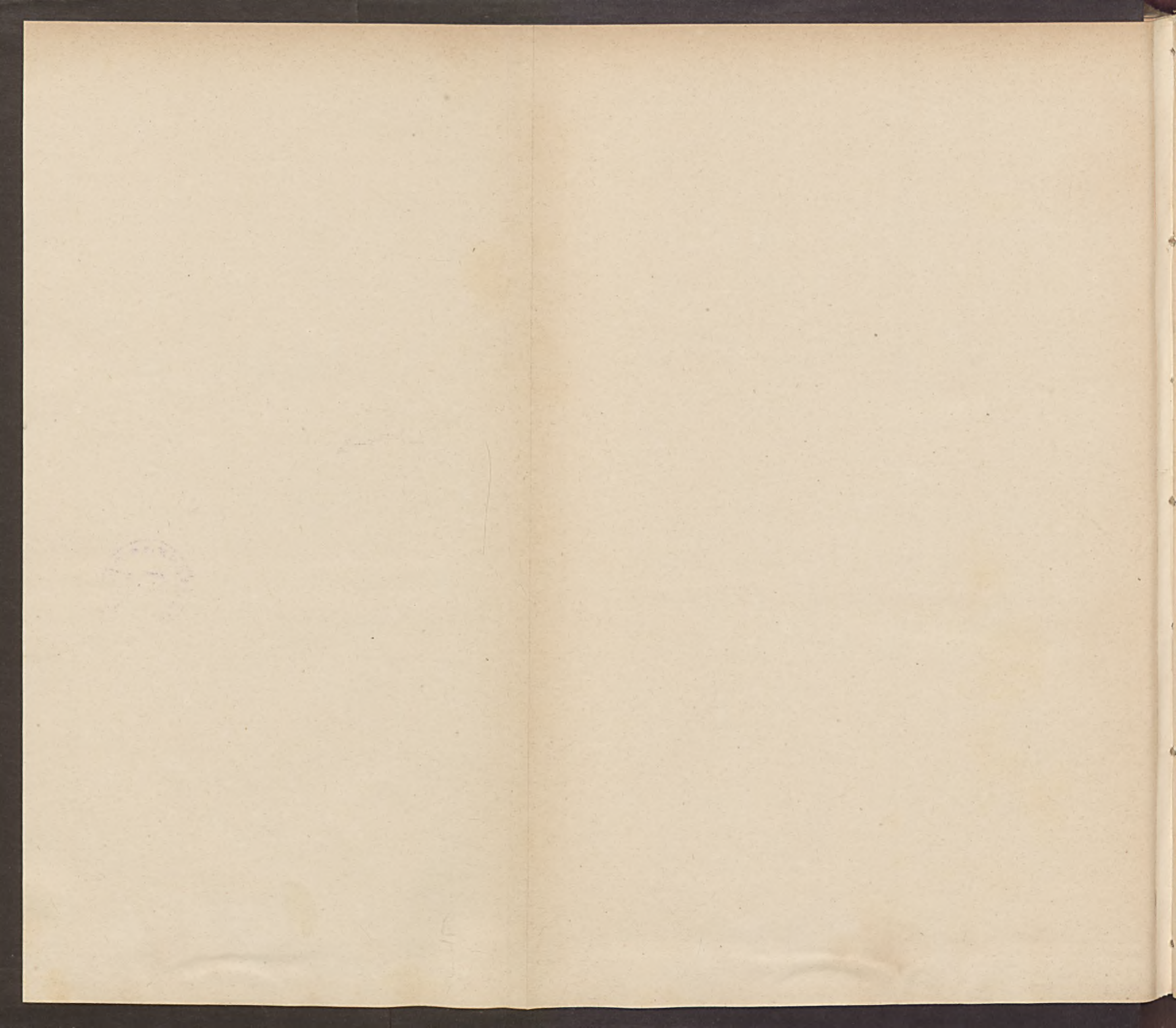




Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 31. Bd. 1881.

Verlag von Alfred Hölder k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler.

Photolith. u. Druck v. F. Köke, Wien.

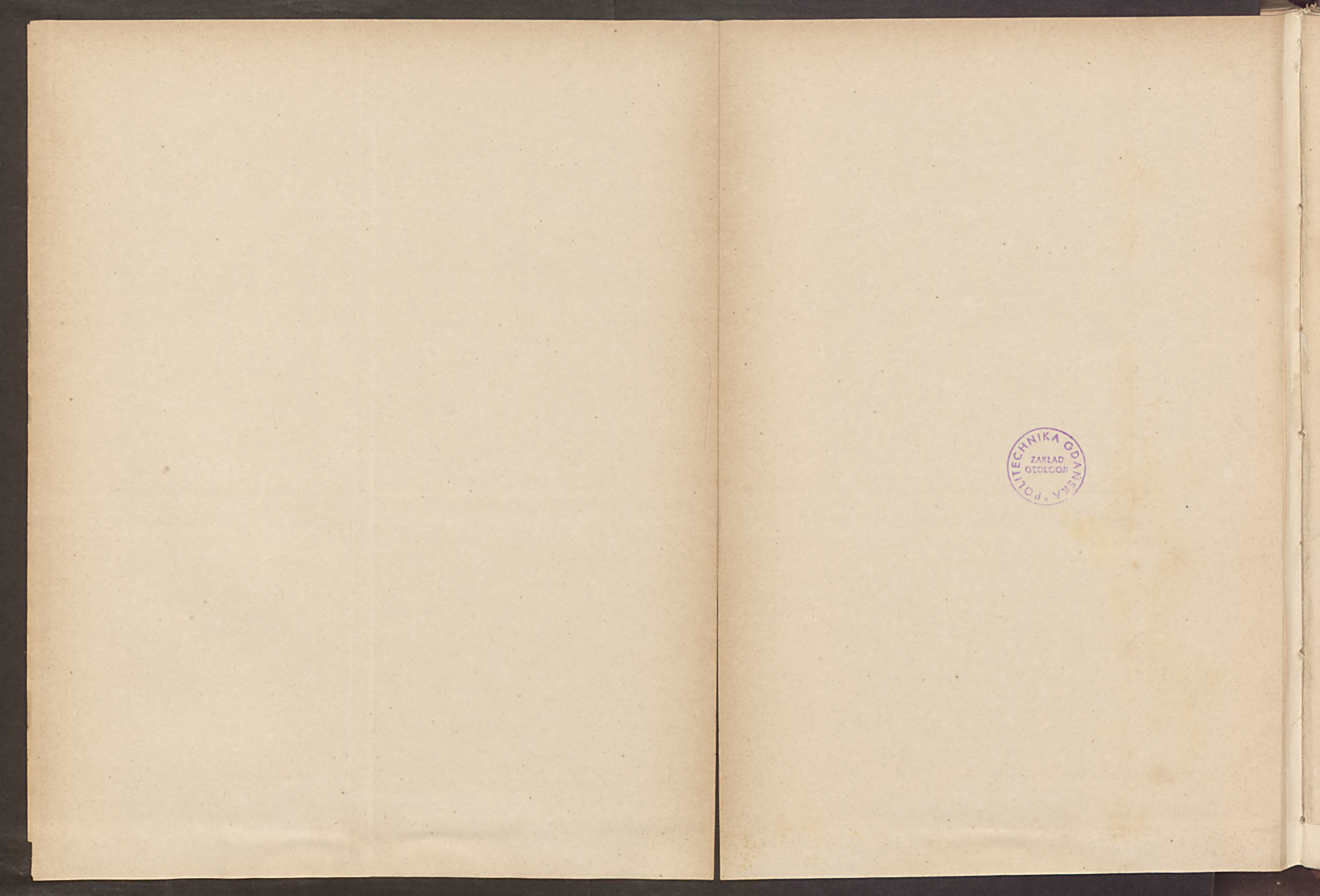


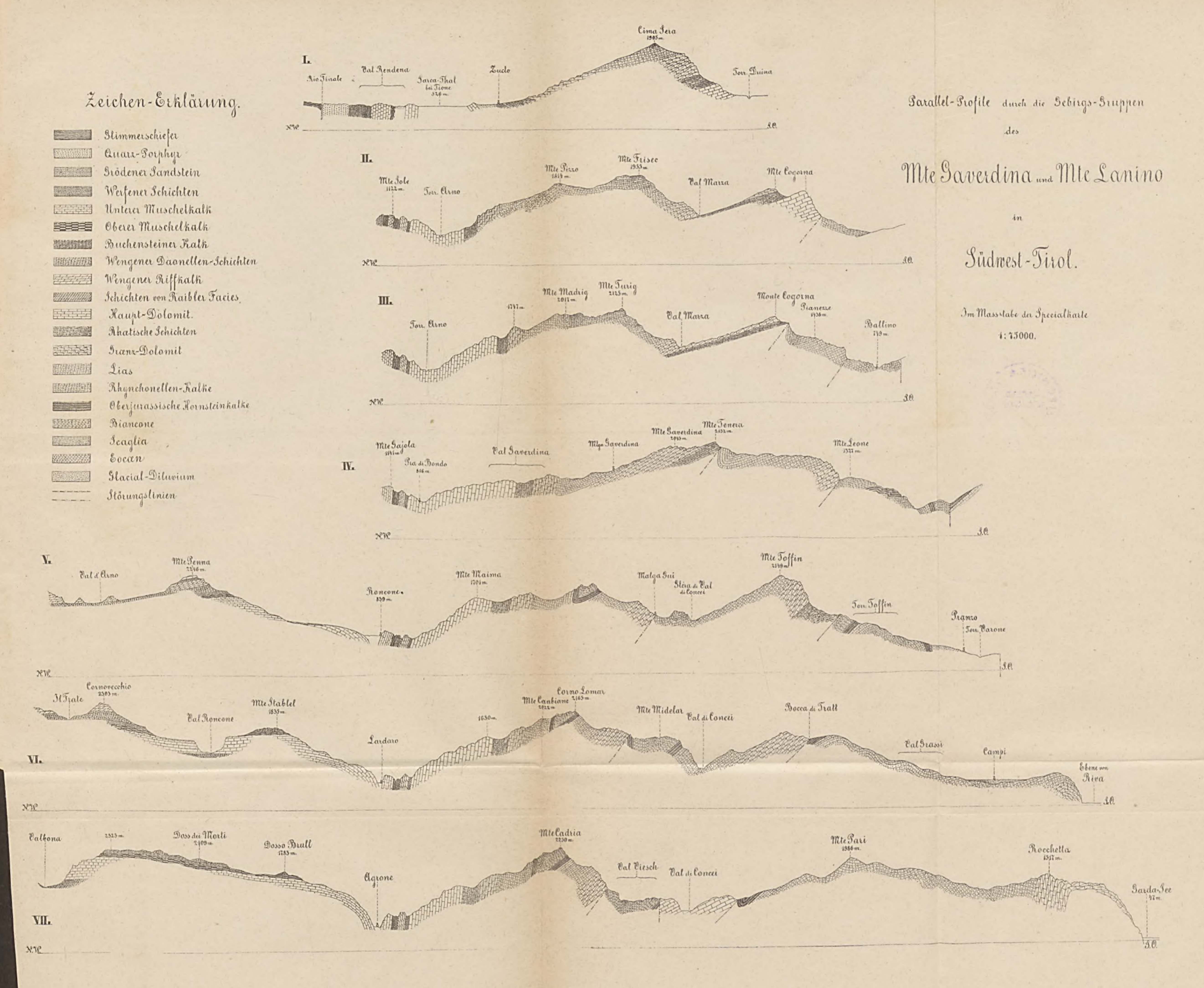


Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 31. Bd. 1881.

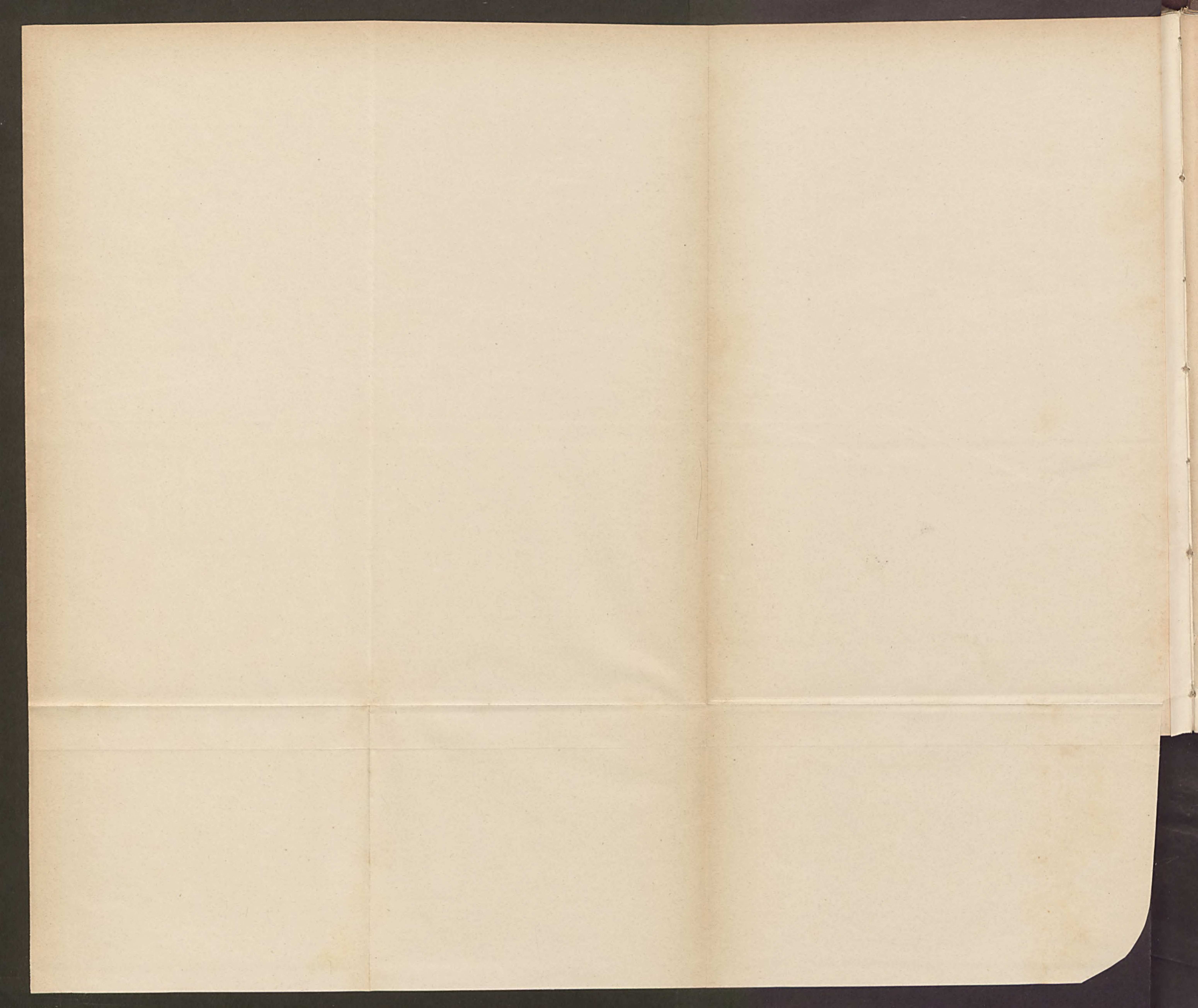
Verlag von Alfred Hölder k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler.

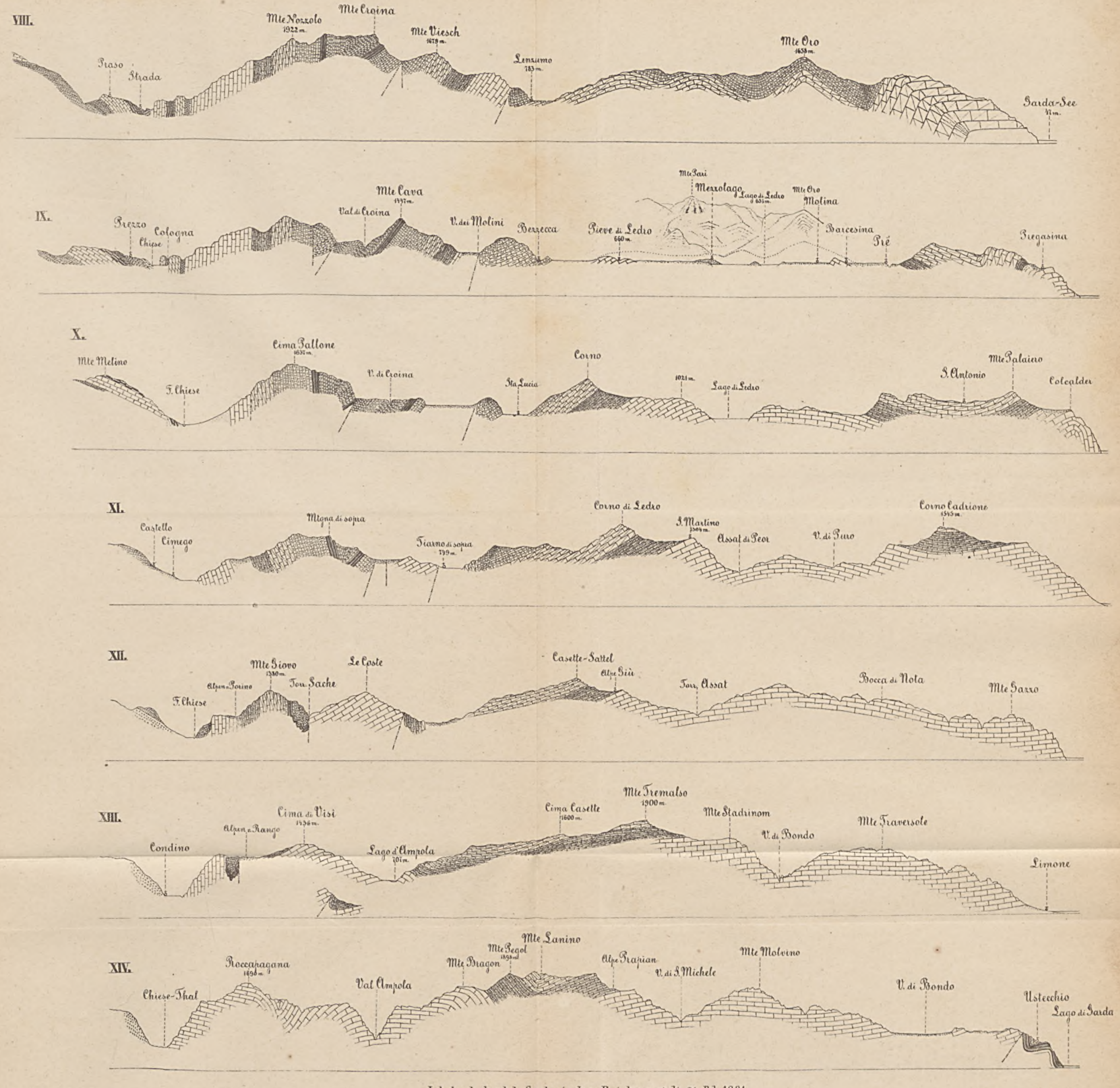
Photolith. u. Druck v. F. Köke, Wien.





Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt, 31. Bd. 1881.
Verlag von Alfred Hölder k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhändler.
Photolith. u. Druck v. F. Köke, Wien.

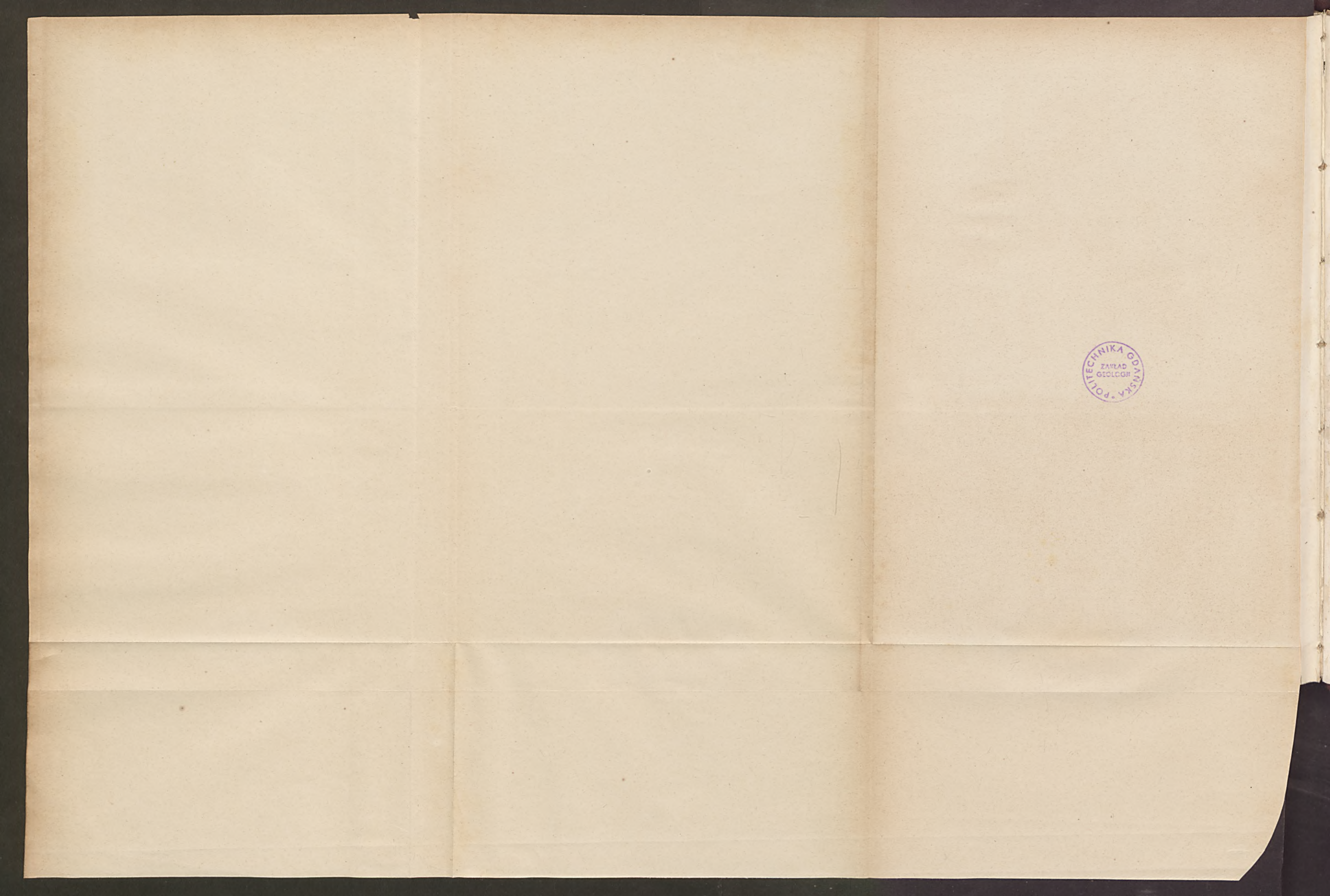




Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt, 31. Bd. 1881.

Verlag von Alfred Hölder k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler.

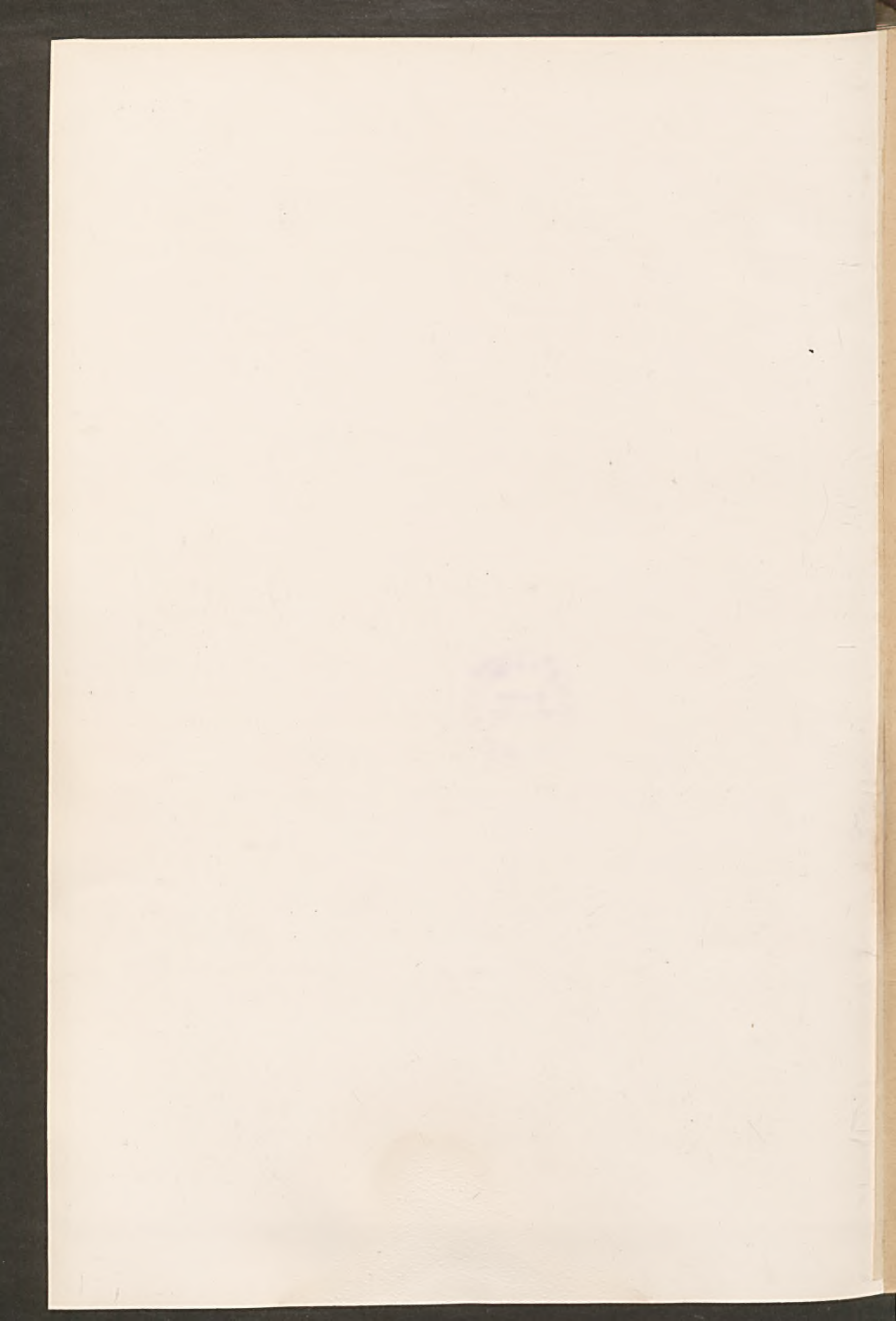
Photolith u. Druck v. F. Köke, Wien

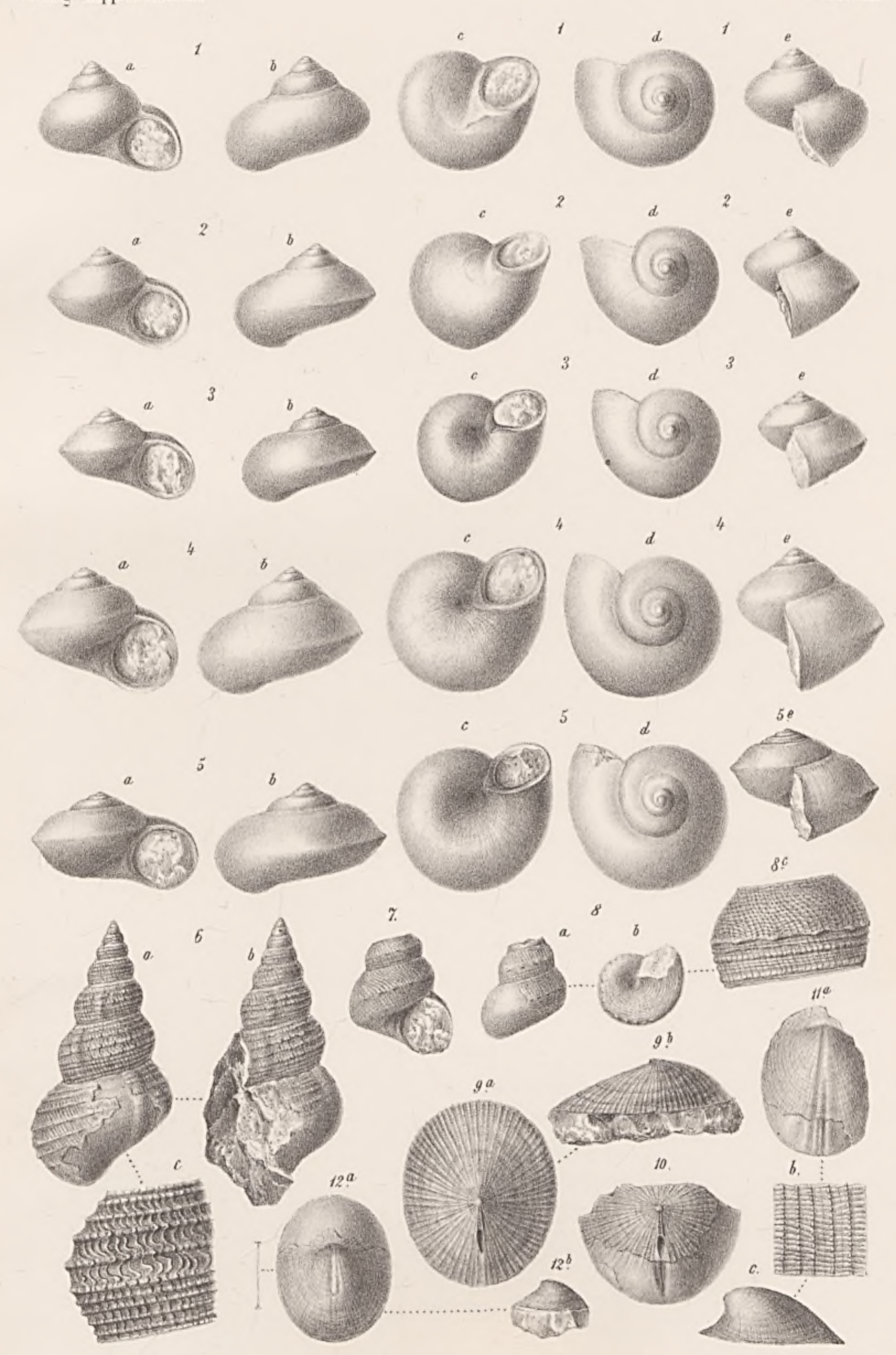




Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith.

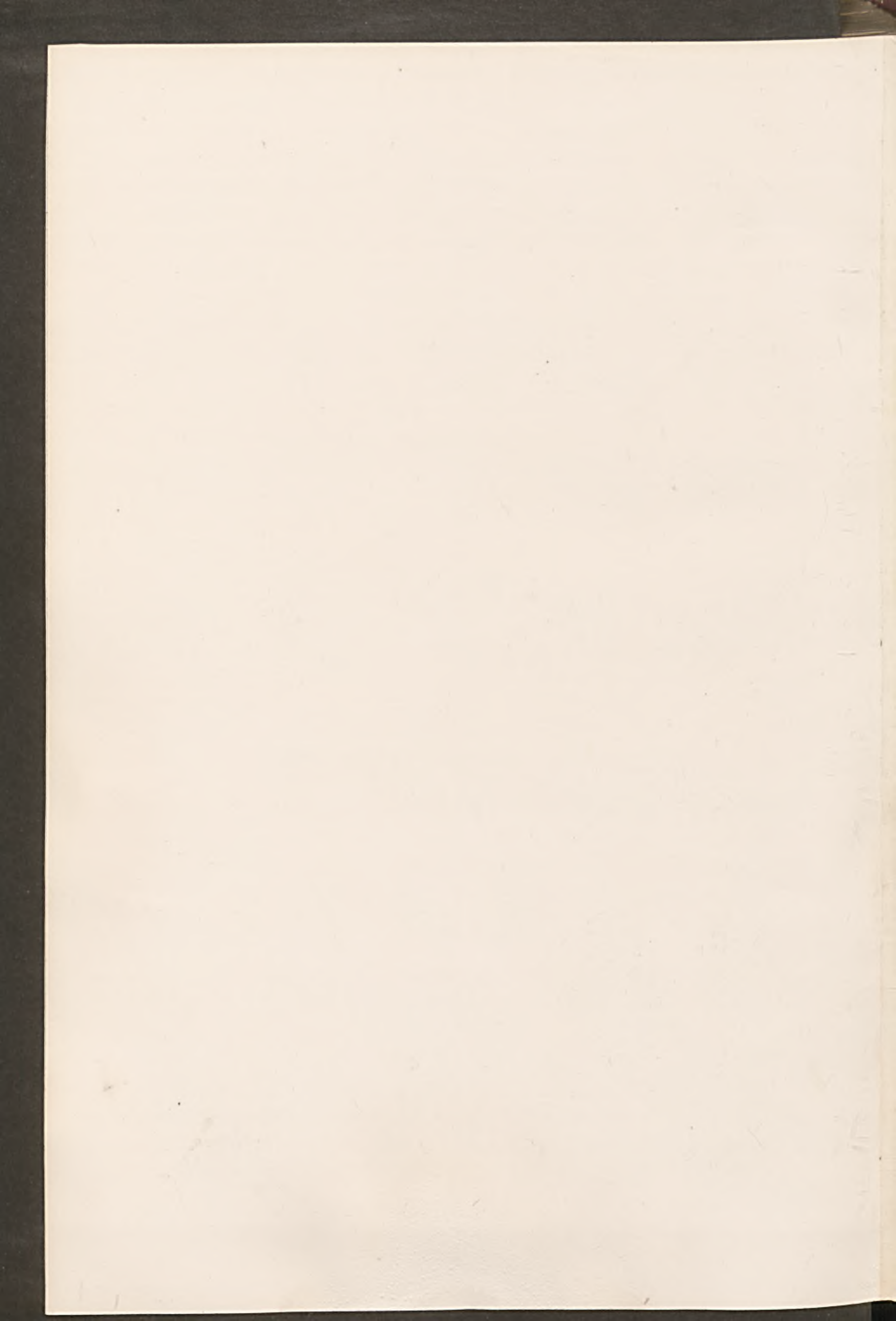
Lith. Anst. v. J. Appel's Nachf. Wien.

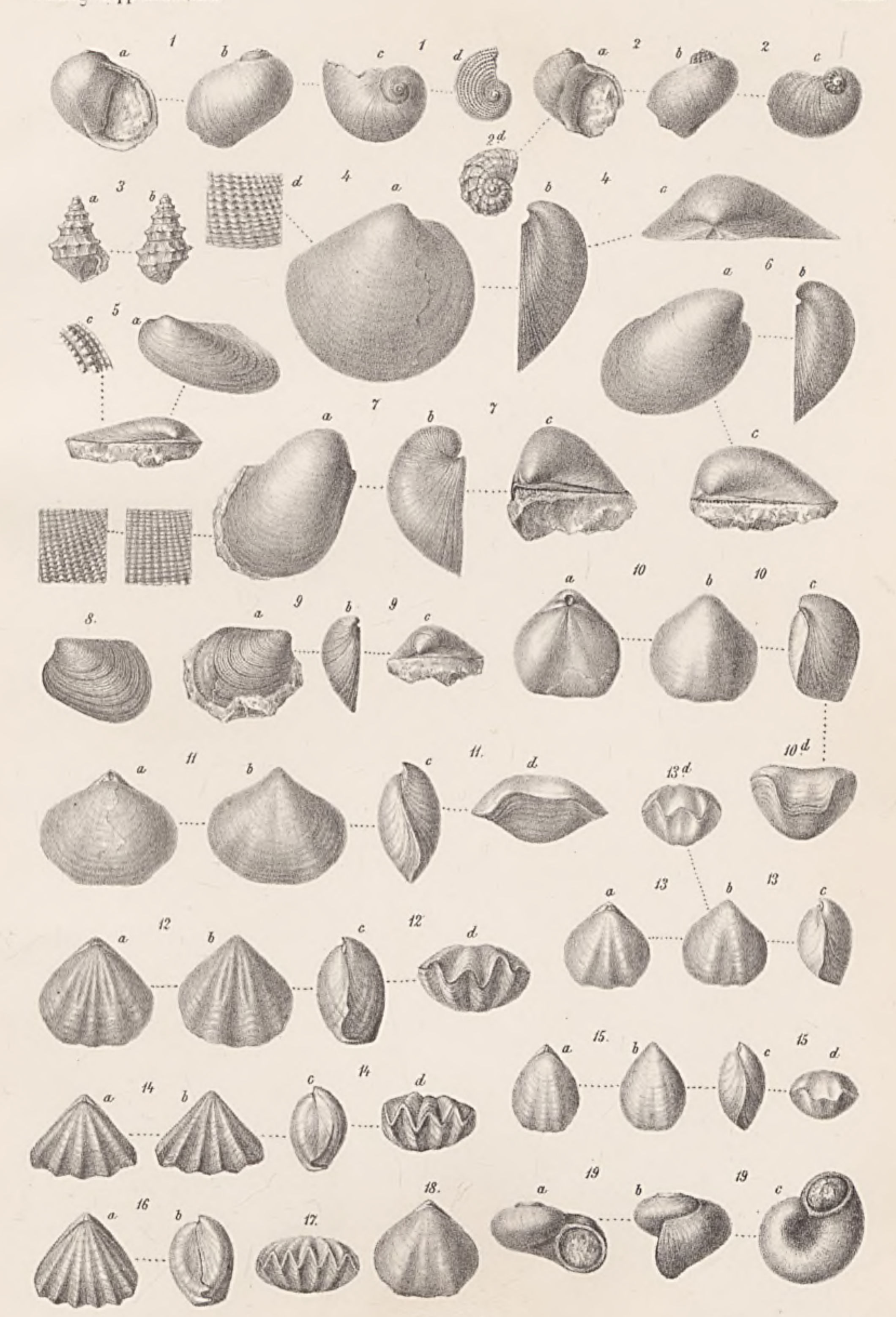




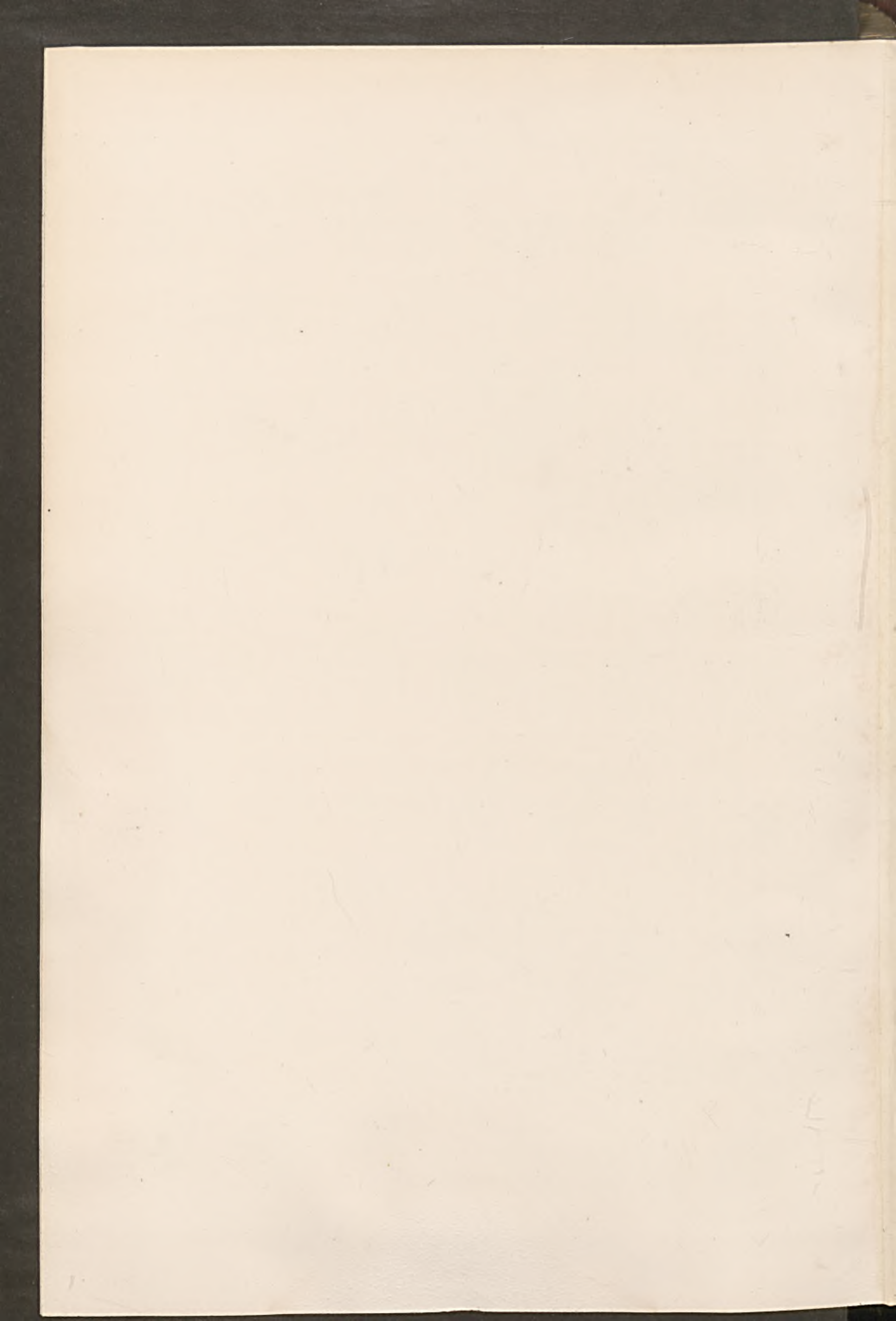
Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith.

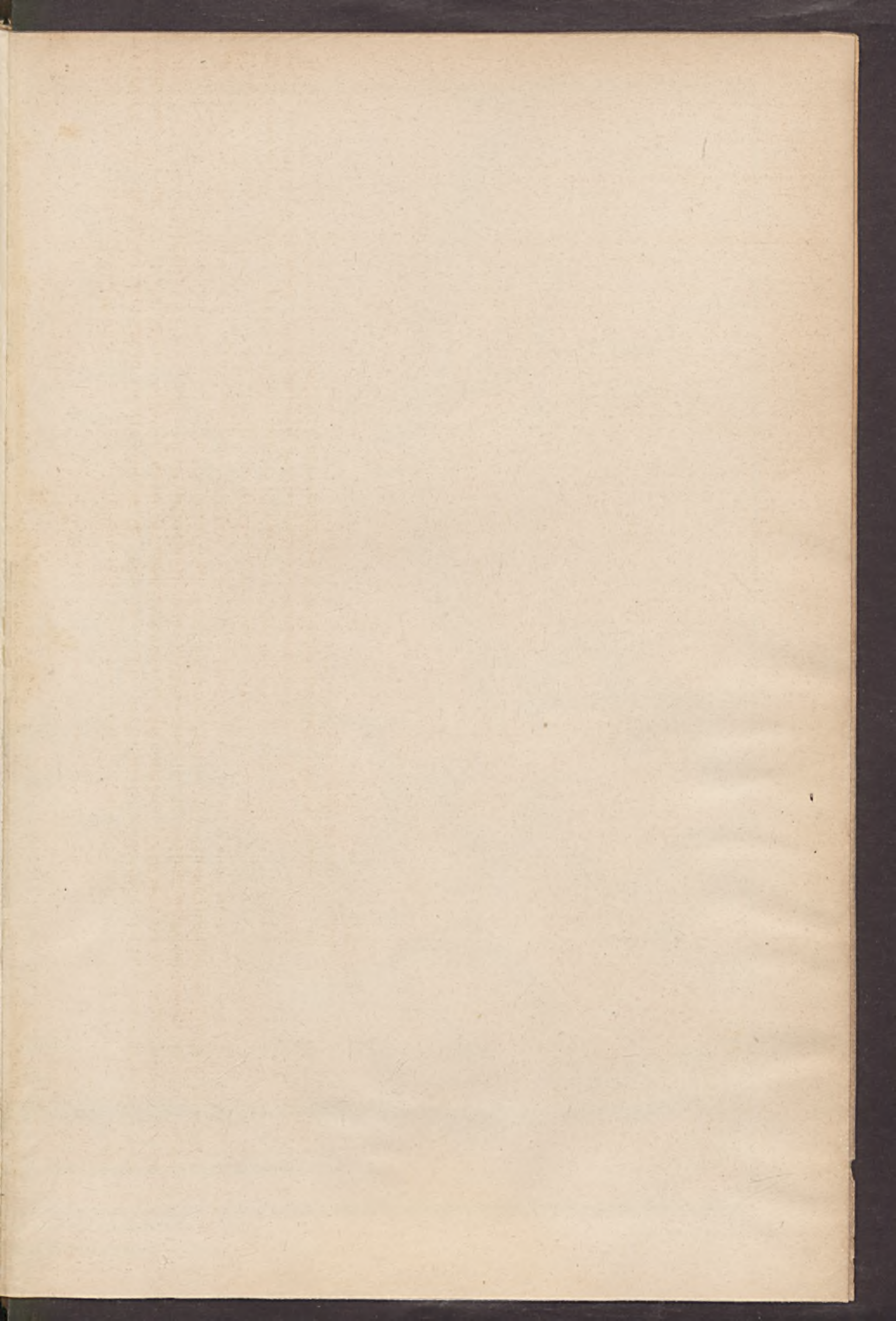
Lith. Anst. v. J. Appel's Nachf. Wien.





Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith. Lith. Anst. v. J. Appel's Nachf. Wien.





KARTE
des Japanesischen Triasgebietes.

1: 216.000

Ebene von Sendai

Bucht von Sendai

Kitakamigawa

Maiya

A

Trias- -Gebiet

Yokokawa

Tsukihama

Mitobe

Shidzugawa

Iriyamura

Okatzu

Osakihama

Naburi

Ohama

B

Isadomaye

Kinkuasan

Kisennuma

N

Maiya — Mitobe — Kitakamithal — Kamaya-toge — Naburi

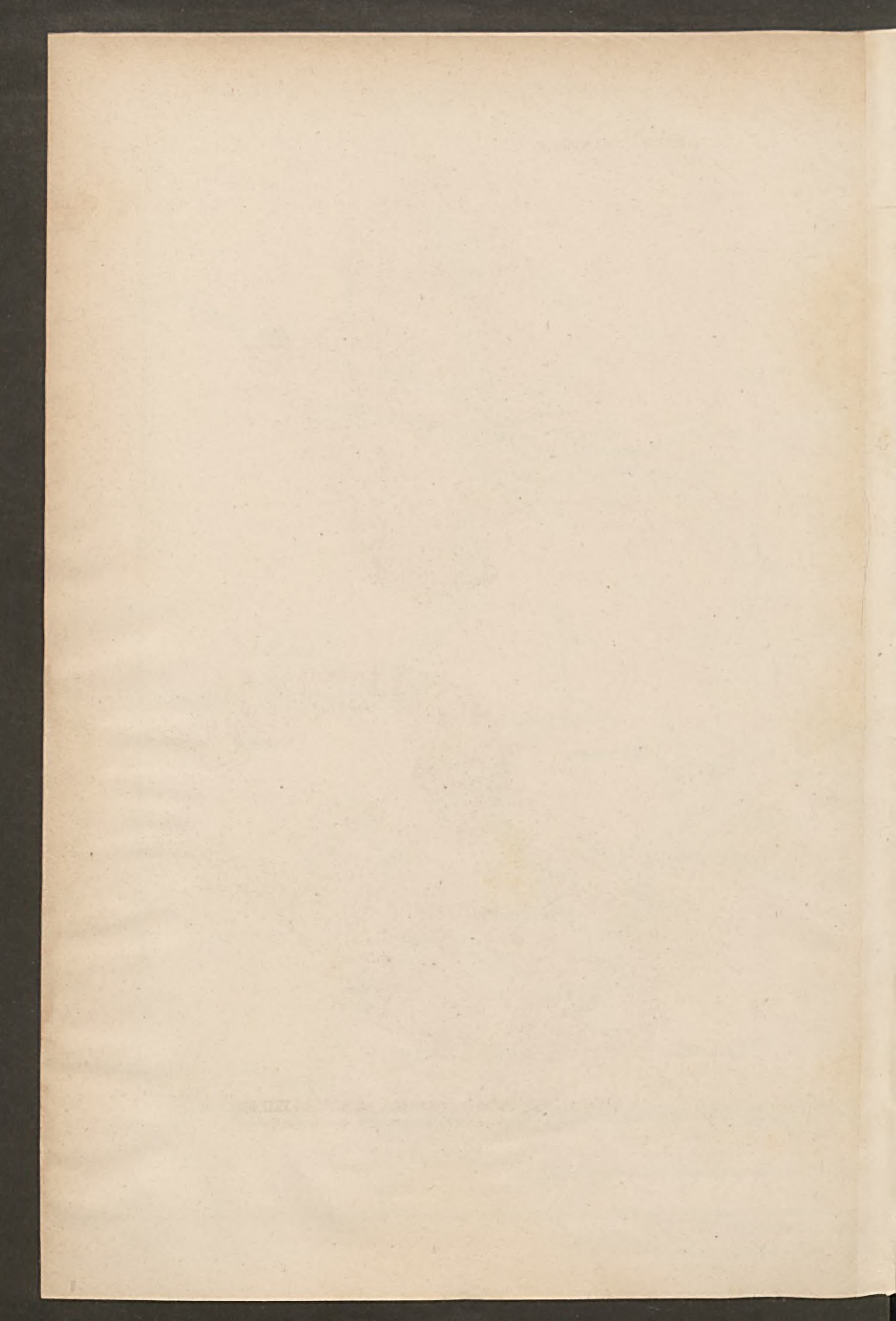
A 1:108,000 B

k m k sch sa di k a

sch: Thonschiefer, sa: Sandstein, di: Diorit, k: Kalk, m: Monotisbänke, a: Ammonitenschiefer

Verlag von Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts Buchhändler in Wien.

Lith. geogr. Inst. v. F. Köke, Wien.



Franz Kraus. Ursus spelaeus
aus dem Dachsteingebiete.

Taf. XI.



Dr Székely phot.

L. C. Zamarski, heliograv.

Verlag v. Alfred Hölder k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhandlung in Wien.

Druck v. Kargl.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

